

BSPE98321-2151-1

해상 파랑 관측 조사 사업 보고서

2009. 12

한국해양연구원

해상파랑관측조사

사업보고서

2009·12

한국해양연구원

제 출 문

한국해양연구원장 귀하

본 보고서를 본 연구원의 기본 사업인 “해상 파랑 관측 조사” 사업의 보고서로 작성하여 제출합니다.

2009년 12월

주관연구기관명: 한국해양연구원

연구책임자: 이동영

참여연구원: 전기천, 김상익, 유제선,
김선정, 김태균, 정원무,
최진용, 윤종주, 백원대,
박광순, 심재설, 오상호
최우리, 강시환

목 차

제 1 장 서론	1
제 2 장 연안 파랑 관측 및 자료분석 기술	3
제 1 절 연안 파랑 관측시스템의 수정보완과 파랑 분석 기술	3
1.1 상황 변화와 관측시스템 개선	3
1.2 파랑 관측 시스템의 수정과 자료 분석 기술 개발	4
제 2 절 연안 파랑 관측자료의 분석 기술	7
2.1 개요	7
2.2 수압식 파랑 자료 분석시 유속의 영향	8
2.2 파랑 스펙트럼의 분석 결과의 압축 데이터베이스	31
제 3 절 지상 원격 탐사 파랑 관측	39
3.1 개요	39
3.2 레이다 (X-band)를 이용한 파랑관측 기술	40
3.3 비디오 영상 자료를 이용한 연안 국지파랑 관측기술	80
제 3 장 파랑관측 시스템 운영	91
제 1 절 개요	91
제 2 절 정기 연안 파랑관측 시스템 운영	91
2.1 정기 파랑 관측소 운영	91
2.2 정기 파랑 관측소 자료의 데이터 베이스화 및 활용 연구	100
제 3 절 태풍 통과시 이상파의 집중 관측	101
3.1 태풍시 이상파의 관측 및 현장 실험	101
3.2 태풍 나비 통과시의 우리나라와 일본의 파랑 관측 자료	104
제 4 장 현장 관측 실험	119
제 1 절 개요	119
제 2 절 만리포 파랑 측정실험	120
2.1 태안 만리포 개황	120
2.2 만리포 현장실험 방법 및 내용	121
2.3 측정 및 분석결과	124

제 5 장 파랑 산출 시스템 개선 및 적용	129
제 1 절 파랑 장기 산출 및 설계파 산출	129
1.1 우리나라 심해 입사 설계파 산출 및 활용 현황	129
1.2 장기 파랑 산출을 통한 설계파 산출 개선 방안	131
제 2 절 단계적 심해파 장기 연속 산출 및 통계분석	132
2.1 개요	132
2.2 최근 5년간 심해파 연속 추가 산출	132
2.3 재산출된 파랑 데이터 베이스에서 검색 분석	133
제 3 절 천해파 산출 시스템	144
3.1 천해파 산출 모델	144
제 4 절 지구 기후변화와 연안항만 방재 문제점과 향후 과제	166
4.1. 개요	166
4.2. 지구 온난화에 따른 해수면의 변화	166
4.3. 기후 변화와 태풍의 강도 변화에 대한 논란	167
4.4. 지구 온난화에 따른 연안 재해 방지 정책	169
4.5. 결론 및 제언	170
제 6 장 결론 및 제언	173

그림 목 차

그림 2.1	실시간 파랑 관측 시스템	3
그림 2.2	고정파랑 관측소의 위치도	6
그림 2.3	Variation of $\frac{H_s}{L} \frac{dH_s}{dt}$ with dimensionless current, $\frac{U}{C_g}$, and dimensionless wave frequency (from Lee and Wang, 1984).	12
그림 2.4	Wave flume and experimental setup	14
그림 2.5	Measured surface wave spectrum vs. estimated one from sub-surface pressure data using pressure transfer function for linear wave theory when $u=0$ m/sec.(dotted line: pressure spectrum, solid line(black): measured wave spectrum, solid line(red): estimated from pressure data. 17	17
그림 2.6	Measured surface wave spectrum vs. estimated spectra from sub-surface pressure data using pressure transfer functions when wave and current are in the same direction (dotted line: pressure spectrum, solid line(black): measured wave spectrum, solid line(red): estimated using pressure transfer function without considering current effect, solid line(blue):estimated using pressure transfer function with considering current effect).	20
그림 2.7	Measured surface wave spectrum vs. estimated spectra from sub-surface pressure data using pressure transfer functions when wave and current are in the opposite direction (dotted line: pressure spectrum, solid line(black): measured wave spectrum, solid line(red): estimated using pressure transfer function without considering current effect, solid line(blue):estimated using pressure transfer function with considering current effect).	22
그림 2.8	Comparison of observed pressure transfer function(dots) with that of linear wave theory(dotted line) when $u=0$ m/sec.	24
그림 2.9	Comparison of observed pressure transfer function(dots) with those estimated from linear wave theory: one without considering current(dotted line) and the other with considering current(solid line) when wave and current are in the same direction.	27
그림 2.10	Comparison of observed pressure transfer function(dots) with those estimated from linear wave theory: one without considering current(dotted line) and the other with considering current(solid line) when wave and current are in the opposite direction.	29
그림 2.11	레이다를 이용하여 해상 파랑을 관측할 수 있는 최적정 범위 (Lb).	43
그림 2.12	레이다 안테나의 설치 높이에 따른 최적정 관측 (Lb) 및 관측가능 (Lf) 범위. 44	44
그림 2.13	파랑관측 레이더 시스템의 계통도. 점선박스는 파랑관측을 위해 새로 추가된 장치이며, 굵은 선 박스는 레이더 제조사에서 제공하는 장치이다. 전선 화살표는 파랑자료 수집 명령을 통제하는 신호의 흐름을 나타낸다.	45

그림 2.14	FURUNO 8251 레이더 동작제어의 계통도.	46
그림 2.15	레이더 안테나 및 기어 장비와 레이더 제어 및 모니터 장비간의 신호를 연결하는 커넥터.	47
그림 2.16	레이더 영상자료 수집을 위한 레이더 동작 펄스신호의 알고리즘. 펄스신호 P1은 자료수집 개시를 알리며, 시간 t1와 t2사이에는 펄스신호가 없다.	48
그림 2.17	2004년 12월, 경북 포항시 인근 동해 연안에서 실시한 레이더 파랑관측 실험의 장소 및 레이더의 측정 범위 (위성영상 사진 출처: map.naver.com).	49
그림 2.18	레이더를 통하여 수집된 포항시 화진 해수욕장 인근 연안 영상 (2004년 12월 5일 23:40시 촬영).	50
그림 2.19	레이더 설치위치의 근접지역(그림 3.6에서 반경 약 500 m 이내 지역)에서 나타나는 부돌출부 효과(side lobe effect)를 설명하는 그림.	50
그림 2.20	인공적으로 생성된 시계열 파랑신호의 예와 에너지 스펙트럼 결과. (a) 서로 다른 12개의 단위 파랑들로 중첩되어 생성된 파랑신호 $\eta(t)$, (b) FFT 계산후 얻어진 $F(f)$ 와 이의 켈레복소수와의 곱으로 생성된 에너지 스펙트럼, (c) (b)의 재구성된 에너지 스펙트럼.	52
그림 2.21	인공적으로 생성된 2차원 공간 파랑신호 이미지. 각 파의 진폭은 모두 같으나, 주기가 $T = 4, 5, 7, 8$, 그리고 9 sec로 서로 다른 5개의 단색파를 중첩시켜 생성되었으며, 각 파의 입사파향 및 위상도 서로 다름.	53
그림 2.22	그림 2.21의 2차원 공간 파랑신호 이미지를 분석한 에너지 스펙트럼 분포. 원점에 대한 입사파향 대칭은 한 장의 순간포착 이미지만을 이용했기 때문에 발생한 것임. 원으로 표시된 에너지 극치점들은 입사파향의 불분명성 때문에 나타나는 오류값들임.	54
그림 2.23	식 2.39를 사용하여 인공적으로 생성된 2차원 파랑신호의 시계열 이미지 자료 64개중 첫 번째와 서른 번째의 이미지.	55
그림 2.24	식 2.39를 통하여 생성된 64개의 시계열 파랑신호 이미지들로부터 구한 주파수 밴드별 에너지 스펙트럼 분포. 그림 4.3과는 달리 각 주파수별 입사파향이 분명하게 나타남.	56
그림 2.25	나이퀴스트 주파수 0.25 Hz에 가까운 고주파수 대역에서 나타나는 에너지 스펙트럼 분포로 입사파향이 원점에 대해서 대칭인 구조를 보이고 있음. 제 4사분면에 나타나는 에너지 극치값은 실제 입사파향이 아닌 계산상의 오류값임.	57
그림 2.26	파고 2m 및 주기 10초를 갖고, x축에 대해서 양의 45도 방향으로 진행하도록 생성된 단색파 파랑장의 순간포착 이미지.	58
그림 2.27	직교좌표 (k_x, k_y) 평면상 파랑 에너지 분포의 극좌표 (k, θ) 평면으로 변환후 결과.	59
그림 2.28	파고 2 m, 주기 10 s, 그리고 파의 진행방향이 45도인 단색파의 연속 이미지로부터 분석된 파향 스펙트럼, (a) $k-\theta$ 스펙트럼, (b) $f-\theta$ 스펙트럼.	60
그림 2.29	파고 2 m, 파주기 10 s인 단색파 파랑장의 $f-\theta$ 스펙트럼(그림 2.28(b))으로부터 계산된 일차원 f 스펙트럼.	61
그림 2.30	첨두 주파수 0.1 Hz, 유의파고 2.83 m, 그리고 파의 진행방향이 y축 방향으로 진행하는 불규칙파 파랑장의 순간포착 이미지.	62
그림 2.31	DIWASP 프로그램에 의해 발생된 불규칙파의 연속 이미지들로부터 3차원 FFT	

	분석을 통하여 얻어진 $k_x - k_y$ 스펙트럼.	63
그림 2.32	파향 에너지 스펙트럼의 비교, (a) DIWASP에 의해 생성된 불규칙 파랑장의 3차원 FFT 분석을 통하여 구한 파향 스펙트럼, (b) DIWASP 입력 스펙트럼.	63
그림 2.33	그림 2.32의 파향 스펙트럼들로부터 구한 일차원 f 스펙트럼.	64
그림 2.34	파랑의 선형 분산관계식에 의한 파수-주파수의 관계 영역, (a) 심해 수심에서 해류가 없을 경우, (b) 4 m 수심에서 y 방향으로 0.65 m/s의 해류가 존재할 경우 (Piotrowski and Dugan, 2002).	65
그림 2.35	동해안 화진 해수욕장 (경북 포항시 소재) 앞바다의 수심 지형 및 파랑 측정실험을 위한 계측 장비의 설치위치.	67
그림 2.36	레이다 영상자료 분석을 위해 설정된 구역 및 분석결과 비교를 위한 실측 장비들의 위치.	68
그림 2.37	동해 화진 해수욕장 입사파의 파고 및 파향에 대한 레이다 시스템의 측정결과와 현장 실측자료의 비교.	68
그림 2.38	화진 해수욕장 앞바다에서 수집된 레이다 영상의 비교, (a) 2004년 12월 5일 23:40시에 수집된 영상, (b) 2004년 12월 6일 02:40시에 촬영된 영상.	69
그림 2.39	서해안 만리포 해수욕장 앞바다에 설치한 현장 파랑측정 장비들의 위치 (왼쪽) 및 레이다 영상촬영 범위 (오른쪽).	70
그림 2.40	서해안 만리포 해수욕장 입사파의 파고 및 파향에 대한 레이다 시스템의 측정결과와 현장 실측자료의 비교.	70
그림 2.41	동해안 화진 해수욕장에서 풍랑시 (2004년 12월 5일 23:40시) 수집된 레이다 영상, (a) 전체 영상, (b) 입사파 측정에 사용된 외해측 영역, (c) 쇄파대 영상.	75
그림 2.42	동해안 화진 해수욕장에서 너울 발생시 (2004년 12월 6일 02:40시) 수집된 레이다 영상, (a) 전체 영상, (b) 입사파 측정에 사용된 외해측 영역, (c) 쇄파대 영상.	75
그림 2.43	현장에서 실측한 유의파고와 WaMoS II 시스템에 의한 관측치 및 새로운 SNR 보정기법에 의한 산출치의 비교 (레이다에 의해 수집된 영상자료가 일부 손실되어 관측치 사이사이에 공백 발생).	76
그림 2.44	새로운 SNR 보정기법을 통해 산출된 SNR과 현장에서 실측한 유의파고의 관계.	77
그림 2.45	레이다 영상자료로부터 (2004년 12월 6일 02:40시에 수집) 계산된 2차원 파향 스펙트럼 결과, (a) 외해측 해역에서의 파향 스펙트럼, (b) 천해 지역에서의 파향 스펙트럼.	79
그림 2.46	(a) 천해에서 파향 스펙트럼을 사용하여 보정한 외해측 해역의 파향 스펙트럼 결과, (b) 부이(buoy)로부터 측정된 파향 스펙트럼.	79
그림 2.47	(a) Rectified view of a video snapshot captured at the Malipo beach in December, 2008 with locations of the deployed in situ sensors along the cross-shore transect for generating a image timestack, (b) a cross-shore image timestack generated along the transect aligned through the sensors.	84
그림 2.48	(a) Location of a CCTV camera deployed at the southern end of the Jukdo facing incoming ocean, (b) a rock column sticking out of the sea	

surface to quantify the surface oscillations, (c) image timestack generated along the 3 mo igh vertical transect in (b), (d) time-series of the sea-level data extracted from (c) using an edge detection method. 85

그림 3.1 수압식 파고계를 이용한 연속 파랑 92

그림 3.2 풍파의 유의파고 및 주기의 시계열 자료의 예 96

그림 3.3 관측 자료에서 장파의 시계열 관측의 예 96

그림 3.4 안마도(좌) 및 왕돌초(우) 관측소의 전 주파수대의 97

그림 3.5 검조소 조위 자료에서 폭풍해일 성분과 98

그림 3.6 국지 풍파와 연계된 장파의 예 98

그림 3.7 국지 풍파와 연관이 적은 장파의 예 99

그림 3.8 국지파와 연계된 장파와 연관이 없는 99

그림 3.9 왕돌초 관측소에서 주기 5분 이하(왼쪽)의 장파와 5분 이상(오른쪽)의 장파와 Wave Group 파라미터와의 관계 100

그림 3.10 태풍 산산 통과시 파고계 설치 위치 (대변항 일대) 102

그림 3.11 태풍 산산 통과시 각 관측기기별 파랑관측 결과의 예(파고) 102

그림 3.12 태풍 산산 통과시 각 관측기기별 파랑관측 결과의 예(주기) 103

그림 3.13 태풍 나라 통과시 파랑 관측 자료 비교의 예 103

그림 3.14 가덕도 부근에서 태풍 나라 통과시 ADCP 관측에 의한 층별 유속 104

그림 3.15 태풍 나비의 진로(기상청 자료) 105

그림 3.16 태풍 나비 통과시 파랑 분석 자료 위치 108

그림 3.17 태풍내습시 관측된 유의파고와 주기의 시간변화 109

그림 3.18 태풍내습시 관측된 각 지점의 최대유의파고와 주기 115

그림 3.19 (a) 최대 유의파고 발생시의 파고 스펙트럼(해운대) 116

그림 4.1 태안 만리포 해안 위성사진 (출처: naver.com) 120

그림 4.2 만리포 해역 파랑, 해류 및 조류 관측을 위해 설치한 장비들의 위치 (설치 장비들의 자세한 명칭 및 위치는 표 4.1에 제시되어 있음). 122

그림 4.3 만리포 해변의 수심 프로파일 및 표 4.1에서 제시된 파랑측정 장비들의 설치 위치 124

그림 4.4 실험기간중 만리포 외측해역에서 관측된 조석 및 입사파의 분석자료 125

그림 4.5 지상 라이다(LiDAR)를 사용하여 측량한 만리포 조간대의 3차원 지형자료 126

그림 4.6 광파기(Total Station)을 통하여 측정한 만리포 해변 경사 프로파일(Profile) 및 실험기간중 40일간 변화량 126

그림 4.7 CCTV 비디오 카메라를 사용하여 관측한 조간대 및 쇄파대의 변화 127

그림 4.8 만리포 남단 방파제에 촬영한 CCTV 영상으로부터 방파제 도파 및 월파 높이를 구하는 과정 설명 128

그림 5.1 2005년 한국 해양연구원의 설계과 산출 위치 130

그림 5.2 태풍 매미의 빈도 분석의 예 (태풍 매미를 포함시키지 않고 분석하고 여기에 태풍 매미 자료를 (□ 표)를 표시) 130

그림 5.3 2005년 10월 너울성 고파 모의 시 격자점(좌) 와 관측 결과와 비교 (우) 134

그림 5.4 2006년 10월 너울성 고파 모의 시 격자점(좌) 와 관측 결과와 비교 (우) 134

그림 5.5 2008년 2월 너울성 고파 모의 시 격자점(좌) 와 관측 결과와 비교 (우) 135

	빨간색 : 보완 심해설계과	143
그림 5.20	해역(서해, 남해, 동해, 제주)별 심해 설계과의 비교 (NW방향), 검은색 : 2005년 산출된 비태풍시 심해 설계과, 파랑색 : 2005년 산출된 태풍시 심해설계과, 빨간색 : 보완 심해설계과	143
그림 5.21	해역(서해, 남해, 동해, 제주)별 심해 설계과의 비교 (NNW방향), 검은색 : 2005년 산출된 비태풍시 심해 설계과, 파랑색 : 2005년 산출된 태풍시 심해설계과, 빨간색 : 보완 심해설계과	144
그림 5.22	각 바람에 대한(0, 10, 20, -10 m/sec)에 대한 천해파 변형의 예, (a). 입사파가 유의파고 1.0m인 경우 (b). 2 m인 경우 (c) 5 m 인 경우	163
그림 5.23	해양조사원의 동해, 남해 서해안의 각 검조소에서의 해수면의 관측 자료에서 나타난 해수면 장기 변화	167
그림 5.24	미국 뉴욕(좌) 알바니(우)에서 측정된 평균 기온의 장기 변화의 예	169

표 목 차

표 2.1 유속영향에 따른 파고 실험조건	14
표 2.2 동해안 화진 해수욕장 및 서해안 만리포 해수욕장의 현장 파랑실험 및 레이더 관측 실험의 결과비교 및 요약.	73
표 3.1 2009년 관측 자료에서 월별 유의파고 및 주기의 평균값	97
표 3.2 태풍나비의 중심기압 및 이동 진로	106
표 3.3 파랑 관측소	107
표 4.1 만리포 해변 조간대에 설치한 파랑 측정 장비들의 종류 및 위치	123
표 5.1 SWAN 모델의 세대별 구분	159

제 1 장 서론

파랑 정보는 항만 개발의 계획, 설계, 운영, 보수 등 항만의 건설, 운영에 가장 중요한 외력 정보이며 항만 매몰, 해안 침식 등 항만, 연안 퇴적물 이동뿐만 아니라 각종 연안 방재 대책 수립에 필수적인 정보이다. 방파제 등 해안, 해양 구조물은 건설 경비가 막대하게 소요되어 설계조건이 높게 주어지면 과잉 설계로 국가 재정의 막대한 손실을 가져다주며 반대로 낮게 주어지면 태풍 등에 의해 막대한 재해를 입게되어 적절한 설계조건을 추산은 연안, 항만 개발 이용에 있어 가장 중요한 일이 되고 있다. 기존 시설물의 안전성 검토와 대책, 항만매몰, 연안침식, 해안선 변화 등의 해결을 위해서는 장기 파랑 자료가 필요하다.

우리나라 연안에서의 정상적인 파랑관측은 구 해운항만청에서 1986년에 보다 효율적인 관측업무의 수행과 질적으로 높은 자료의 산출 및 관리, 그리고 관측자료의 범국가적인 차원에서 다목적 활용성을 높이는데 역점을 두어 파랑관측업무 개선방안(해운항만청,1986)을 마련하여 이 방안에 따라 파랑 관측망을 구축하여 운영해 오다 2004년부터 한국 해양연구원의 기본사업으로 이전되어, 해상 파랑 관측 조사 사업으로 운영되고 있다. 그동안 파랑 관측에 신뢰성이 높은 부이식 파향 파고계를 이용하여 많은 양질의 파랑 관측 자료가 확보되었다. 부이식 파고계를 이용한 평상시에도 실시간 파랑 관측 시스템을 지속적으로 유지하는 데는 위험 부담이 크고 경비가 많이 들어 결측이 되는 경우가 많아서 이를 수정하여 평상시에는 수압식 파고계를 이용하여 풍파 뿐만 아니라 장파까지 연속적으로 관측하고 태풍시 등 이상 고파시에 제한된 기간 동안에 집중 관측을 실시하고 현장 실험을 통하여 파랑 모델을 검보정하고 기본 연구를 통하여 파랑 산출 시스템을 개선하여 파랑관측망의 자료와 복합하여 수치 모델에 의해 후보로 파랑 정보를 생산 제공하는 경제적인 방법으로 운영되고 있다.

본 보고서는 효과적인 파랑 관측 및 산출 시스템을 구축하고 운영하는데 필요한 기본 기술 개발과 이를 이용하여 파랑 관측 및 산출 시스템의 운영에 대한 보고서로 제 2 장에서는 파랑 관측 및 자료 분석 기술 개발, 제 3장은 파랑 관측시스템의 운영, 제 4장은 연안 집중 현장실험 그리고 제 5 장은 파랑 수치 모델에 의한 파랑 산출 시스템에 대해 기술한다.

제 2 장 연안 파랑 관측 및 자료분석 기술

제 1 절 연안 파랑 관측시스템의 수정보완과 파랑 분석 기술

1.1 상황 변화와 관측시스템 개선

파랑관측시스템은 1986년의 “파랑관측업무 개선방안”을 통해 그림 2.1에서와 같이 전국에 8개소의 2차원 파랑 스펙트럼의 정밀관측을 수행하고 이를 활용하여 파랑산출 시스템으로 항만 및 연안 공학 활용에 필요한 파랑제원을 생산하는 방안으로 설치운영해 왔었다.

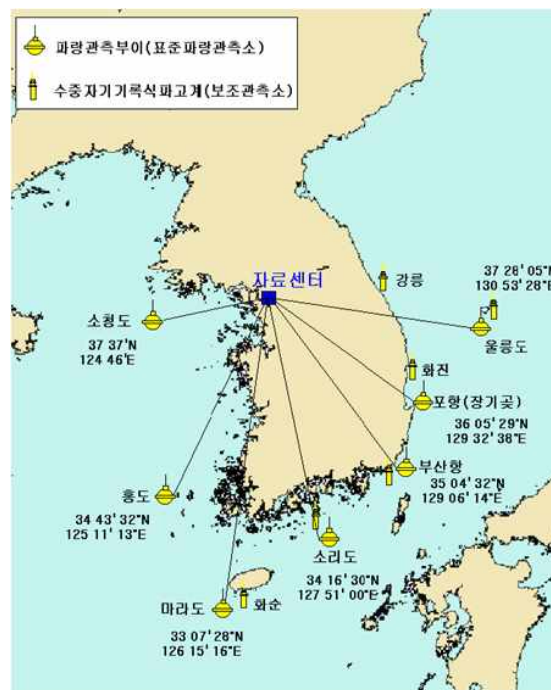


그림 2.1 실시간 파랑 관측 시스템

한정된 예산과 파고계의 노후화, 선박과의 충돌 등으로 인한 파손, 유실 등으로 국지적 영향이 적은 대표성 있는 위치에서 정밀 파랑 관측 부이에 의한 2차원 파랑 스펙트럼 관측의 지속적인 운영에 상당한 어려움이 있었다.

운영되고 있는 표준파랑관측소도 빈번한 선박과의 충돌, 어로작업 등으로 인하여 파고계 파손 및 유실 발생으로 결측이 발생하였고, 특히, 태풍 등 이상파랑 발생 시에 결측

되는 경우가 많았다. 부이식 파고계 유실방지를 위하여 연안 안전해역에 설치시 해역의 대표성 및 자료의 표준 관측소로서의 신빙성 결여의 문제가 계속 지적되어 왔으나, 파고계 유실 등의 우려로 개선이 지연되고 있었다.

파고계 설치 위치에 따라 국지적 영향이 커서, 홍도와 포항 관측소는 동계에는 큰 문제가 없으나 하계의 태풍에 의한 파랑관측시 지형적인 영향을 받아 표준파랑관측소로 미비한 문제가 있었다. 마라도 관측소도 동계에는 파향에 따라 국지적 영향을 받는 경우가 있었다. 지속적인 관측을 위해 부이의 안전성을 고려하다 보니 관측소에 따라서는 특정한 파향에 대해서는 육지, 섬 등의 영향을 받게 되어 지역 대표성에 문제가 있는 경우가 있게 되고 또 예산 및 운영상의 문제로 부이의 유실시 즉각적인 제 설치, 운영이 안 되어 결측되는 등 문제점이 많이 발생하게 되었다.

80년대말 파랑관측시스템 개선 방안을 마련할 무렵에는 국내에 다른 실시간 파랑 관측소가 거의 없어 국가 전체의 파랑 관련 업무를 종합적으로 지원하기 위한 다목적 관측시스템으로 실시간 2차원 파랑 관측소의 설치 운영을 추진하였다. 이 관측 시스템을 통하여 2차원 정밀 파랑 관측 자료가 상당히 축적되었고 또 기상청, 전 해양수산부 등에서 여러 실시간 관측소가 설치 운영되는 등 상황 변화에 따라 연안 파랑관측소의 운영을 조정하는 것이 필요하게 되었다.

파랑관측시스템 구축 이후, 1996년부터 기상청에서 표준 파랑관측소를 대체할 수 있는 심해 관측소 (해양기상부이 이용)가 설치·운영되고 있고, 중·장기 계획으로 추가 설치 계획이며 광안대로 해상관측탑, 동중국해의 이어도 해양과학 기지 (2003 구축 완성), 동해남부의 동해가스전 (2004년)에서 정밀 파랑관측이 추진되고 있고 전국 연안의 등부표를 이용한 연안 관측망의 운영등 여러 실시간 파랑 관측소의 설치 운영으로 표준파랑관측소를 대체 또는 보완할 수 있는 외해 파랑관측소가 많이 설치되었다.

2004년부터 본 “파랑관측 및 조사”사업이 해양수산부의 항만국이 지원하는 국가의 파랑 관측 운영 사업에서 한국해양연구원의 기본 사업으로 전환되게 되어 위험 부담이 큰 고가의 파랑 관측 부이의 유실시 이를 재구매 설치할 수 있는 예산 지원이 어렵게 되었고, 해양연구원의 기본 연구사업의 특성에 따라 파랑 관측소의 운영에만 그치는 것이 아니라 관련 문제의 기본 연구 개발에 상당한 초점을 맞추지 않을 수 없게 되었다.

연안 항만구조물의 설계 등 태풍 등 이상시의 파랑 자료가 중요하여 이 이상파시에는 가능하면 결측이 없이 보완된 집중 측이 요구된다. 특히 근래에 와서 세계적으로 지구 기후 변화의 영향 등으로 인한 태풍 강도의 증가와 이에 따른 파고의 증대에 대한 연구를 위한 관측 자료의 확보의 필요성은 여전히 중요하게 되었다. 그리고 풍파의 관측 자료는 많이 확보되었고, 또 그 발생, 전파에 대해서도 많이 이해하게 되어 기상 입력만 정확하게 되면 파랑 수치 모델에 의해 상당히 정확한 파랑 제원을 간접적으로 얻을 수 있게 되어 풍파의 현장 관측의 필요성이 이전에 비해 상당히 줄어들었다. 반면 여러 정파에 대해서는 파악의 필요성이 증대되어 풍파와 장파의 안정적인 관측자료의 확보가 요구되고 있다.

1.2 파랑 관측 시스템의 수정과 자료 분석 기술 개발

파랑관측의 여건 변화에 맞추어 파랑관측시스템 운영의 문제점을 보완하고 파랑자료의 활용을 극대화할 수 있는 방안과 그 실천 계획의 수립이 요구 되었다. 제한된 예산으로

도 안정적으로 장기간 관측소의 성치 운영이 가능하고 또 태풍 등 이상 파고시에 결측을 최소화하고 집중적 관측 유지할 수 있고 또 풍파 뿐만 아니라 장파의 안정적인 관측이 가능한 방법으로 바꾸는 것이 필요하게 되었다.

그동안의 해양수산부의 파랑관측 시스템 중 실시간으로 운영되는 표준파랑관측소는 실시간 파랑관측소가 전혀 없는 경우에서 그동안 범국가적인 역할을 잘 수행해 왔으나, 그 동안의 상기와 같은 여건변화로 기상청의 해양기상부이, 외해의 해양관측기지 또는 해양관측타워 타워 등을 이용한 외해 관측소가 많이 설치된 현재에는 실시간 관측의 필요성이 초기에 비해 크게 감소되고 있으므로 연안 파랑관측 시스템은 항만개발 및 연안 공학 목적의 파랑 관측 및 이를 활용한 천해파 연구와 산출 업무에 집중하는 것이 바람직하게 되었다.

이런 여건 변화에 따라 주어진 제원을 최대한으로 활용하여 관측망을 유지운영하며 또 아울러 기본 연구 사업으로 관련 기술 연구 개발을 추진하기 위해 다음과 같이 수정하여 운영하게 되었다.

i) 정상 관측소 설치 운영

장기간 연속적으로 풍파 뿐만 아니라 장파도 포함하여 안정적으로 관측하기 위해 천해파랑 관측을 위해 한국해양연구원에서는 개발한 자기기록식 수중식 파고계를 개선하여 연속적으로 관측하기 위해 그림 2.2와 같이가능하면 육지에서 멀리 떨어져 국지 영향을 받지 않는 곳에서 수압식 파고계를 이용하여 정상 풍파 및 장파 관측시스템을 구성하여 운영하였다. 자체 기록식 파고계는 0.5초 간격으로 연속적으로 관측하여 기록하여도 3개월 이상 이용이 가능하게 전력 소모를 크게 줄이고 기록 용량을 확장하였다. 수압식 파고계의 특성으로 수심이 너무 깊은 곳에서는 풍파의 관측이 어려움으로 육지에서 상당히 떨어져 트인 곳에서 수심이 15-20 m 정도로 너무 깊지 않은 곳을 선정함에 따라 수압 센서를 이용한 정상 관측소의 위치가 왕돌초, 남해 홍도 일대, 제주해협의 중외, 서해 남부의 거저초 등 수중 암초를 선택하는 경우가 많이 발생하게 되었다.

힘 부담이 크기 때문에 평상시에는 안정적인 수압식 파고계를 이용하여 풍파오 장파를 연속적으로 관측하고 태풍 등 이상파랑 발생시에 제한된 기간동안에 Directional Wave rider Buoy 등을 이용한 집중적인 관측이 경제적이다.

고파는 하계 태풍시에 발생하는 것과 동계의 비태풍성 폭풍에 의한 것으로 구분할 수 있는데 우리나라의 연안 구조물 설계 등에는 태풍시 파랑에 의해 설계파가 설정되는 경우가 많아 태풍에 의한 이상 고파의 집중 관측이 중요하다. 태풍이 잘 발생하는 계절에 태풍의 중요 통과 경로에 2차원 파랑 관측 장비를 설치하여 관측하고 아울러 태풍 통과 직전에 태풍 예상 진로에 맞추어 추가 설치하는 방안이 고려 될 수 있다.

연안 구조물의 설계, 안정성 평가, 해안 침식 등 여러 연안 공학적 활용을 위해 심해 입사파로부터 천해 파랑 변형을 위해 현장 관측 실험을 통하여 수치모델의 검보정 및 각종 연안 과정에 대한 이해를 높이는 것이 필요하다. 이는 태풍 통과시에 심해파 집중 관측과 아울러 연안 일대에 천해에서 현장 실험을 실시하는 것과 아울러 고파가 자주 내습하는 동계에 특정 연안에서 집중 관측을 실시하는 것으로 구분할 수 있다. 집중 현장 관측 실험을 통하여 파랑 관측, 분석 기술을 검정하고 파랑 변형 모델의 검보정을 통하여 천해파 산출 시스템을 개선하여 연안 파랑 제원을 확보하는 이사업의 기본 목적 달성을 위한 기반 기술 확보를 추진하게 되었다.

제 2 절 연안 파랑 관측자료의 분석 기술

2.1 개요

파랑은 항만 및 연안개발, 연안침식 재해방지 등 각종 연안 문제의 해결을 위해 가장 중요한 외력 정보로서 파랑을 효과적으로 관측하는 것은 매우 중요하다. 수심이 깊은 해역에서의 파랑 관측은 부표 내부에 부착된 가속도계로 연직 방향의 가속도를 측정하여 수면 변위를 구하는 부표식 파고계를 많이 이용하고 있다. 그 동안 우리나라의 연안 파랑관측시스템에서는 주로 부표식 파고계에 의한 2차원 파랑 스펙트럼의 관측이 채택되어 이용되어 왔다 (해운항만청 1986). 부표식 파고계를 이용하여 파랑 관측을 할 때는 풍파의 관측은 잘 할 수 있으나, 장파 성분의 관측이 어렵고 연안의 낮은 수심에서 조류가 강할 때에는 부이식 파고계의 설치가 어려운 문제점이 있다. 또한, 부표와 같이 해상에 떠 있는 관측 장비는 항해 및 어로 활동에 의해 분실되거나 부서질 위험성이 큰 단점이 있다.

이에 비해 수중에서 수압변동을 측정하여 파랑을 관측하는 방법은 이와 같이 선박에 의한 충돌 및 분실의 위험성이 적어 안정적으로 파랑을 관측할 수 있으며, 풍파 뿐만 아니라 장파의 관측도 용이한 장점이 있다. 또한, 수압식 파고계를 이용한 연안파랑 관측은 지지구조물이 필요 없고 설치, 운영이 편리하며, 조위, 해일 등의 정보를 동시에 얻을 수 있는 점에서도 유리하다(Lee and Wang, 1984)). 한국해양연구원에서는 실용적인 데이터 로거와 자기기록식 파고 및 조위계를 개발하고, 소모전류를 극소화시키고 메모리를 확장하여 한번 설치로 장기간 천해파랑관측이 가능토록 꾸준히 개선하여 사용하고 있다.(Bahk et al. 1989). 다만, 수압식 파고계는 수중 압력의 측정으로 표면파를 간접적으로 측정하기 때문에 수중 압력자료로부터 표면파로 환산하는 과정에서 오차가 발생하는 것이 문제이다. 따라서 수압식 파고계는 이상 파랑과 같은 비선형파의 분석 및 조류가

공존할 때 흐름의 영향을 고려하여 정확한 파랑 정보를 얻을 수 있도록 분석 기술을 제고시키는 것이 필요하다. 수압식 파고계의 자료 분석상의 문제, 그 중에서도 특히 고주파 분석의 오차 문제 및 조류의 영향, 비선형의 영향 등에 관해서는 Lee and Wang(1984)에 의해 다루어진 바 있다.

한국해양연구원의 파랑 관측 시스템을 연건 변화에 따라 제한된 제원을 이용하여 안정적이고 지속적으로 수행하기 위해 정상 관측을 수중식 파고계를 이용한 풍파 및 장파 관측 네트워크를 설치 운영하게 되었는데 이를 효과적으로 수행하기 위해 다음과 같은 기술 개발이 요구된다.

1. 수중 압력식 파고계 분석의 오차를 줄이기 위한 분석 기술 개발이 필요하며, 이를 위해서는 또한 수압식 파고 자료 분석에 조류, 해류 등 유속의 영향의 정밀 분석 기술이 필요하다.
2. 태풍시 등 이상 고파시에는 천해 파랑은 비선형 성분의 영향이 중요하게 되는데, 이 경우 수중 센서의 관측 자료를 선형파 이론에 의해 표면파로 분석하는 데는 상당한 오차를 유발하게 되는데 이에 대한 이론적 및 실험적 연구가 필요하다.
3. 지역 대표성이 있는 심해입사파의 관측을 위해 남해 흥도, 가거초, 왕돌초, 중퇴 등 수중 암초에 파고계를 설치하는 경우에 수심이 급변하는 경우 깊은 수심의 파가 충분히 얕은 수심으로 조정되기 전에 과도기에서 수중 관측자료의 분석방법에 대한 검토가 필요하다.
4. 향후 이 수중 계기를 이용한 정상 관측 시스템을 점차 파향 스펙트럼의 관측으로 확장하기 위해 PUV, ADCP 등 수중식 파향 스펙트럼 관측, 분석 기술 개선을 위한 기술 개발이 필요하다.

본 사업에서는 상기의 문제를 단계적으로 해결하기 위해 이론적, 실험적 연구를 수행해왔다. 태풍 집중 관측시에 수중 압력 센서와 Directional Wave rider Buoy를 동시 관측 자료를 여러 군데에서 확봉 연안파랑 관측에 수압식 수중 압력 관측을 동시 관측하여 수중 압력 자료 분석 기술 개발 및 검정을 위한 연구를 수행했고 또 또 만리포 현장 실험에서는 Staff식 직접 표면파 관측고식 파고계와 수중 센서의 동시 관측 실험 등 많은 현장 실험을 수행했다. 수중 암초 자료 분석 기술의 검정 보완을 위해서는 Computational Fluid Dynamics 모델에 의한 수치 실험 등 많은 연구를 수행했다. 본보고서에서는 이 중에서 수압식파고계 자료분석에서 유속의 영향 분석에 대해서 기술하고 기타 연구 내용은 학술지에 논문을 발표할 예정이다.

2.2 수압식 파랑 자료 분석시 유속의 영향

1) 수압식 파랑 관측 자료의 분석

수중에서 측정하는 압력은 대기압과 조석, 해일 등에 기인한 수면변동에 의한 정수

압 그리고 파랑에 의한 동수압의 합으로 볼 수 있다.

$$P = P_a + \rho g(h - d) + P^+ \quad (2.1)$$

여기서 P : 관측된 계기압력
 P_a : 해수면에서의 대기압
 h : 해면 높이
 d : 바닥에서 수압 센서까지의 높이
 P^+ : 표면파에 의한 수중압력
 ρ : 해수의 밀도
 g : 중력가속도

여기서 풍파에 의한 성분과 장주기 성분은 주파수대가 서로 다르므로 풍파에 의한 성분 P^+ 와 장파 성분 h 는 다음과 같이 쉽게 분리할 수 있다.

$$h = \frac{(\bar{P} - P_a)}{\rho g} + d \quad (2.2)$$

$$P^+ = P - \bar{P} \quad (2.3)$$

여기서 \bar{P} 는 관측된 수중 압력 P 의 평균값이다.

$$\bar{P} = P_a + \rho g(h - d) \quad (2.4)$$

앞으로 수중 압력 P 를 ρg 로 나눈 물리량을 소문자 p 로 나타낸다. 섭동법을 사용하여 파의 수면변위 η 와 파에 의한 수중압력 p 를 2차항까지 표현하면 다음과 같다 (Sharma, 1981).

$$\eta = \eta_1 + \eta_{2m} + \eta_{2p} \quad (2.5)$$

$$p = p_1 + p_{2m} + p_{2p} \quad (2.6)$$

여기서 η_1 , p_1 은 수면 변동에 따른 수압의 선형 성분을 나타내며, η_{2m} 와 p_{2m} 은 표면과 수중 압력의 변동의 비선형항 중에서 각각 선형 성분과의 주파수 차인 저조파(低調波, sub-harmonic) 성분을 나타내고 η_{2p} 와 p_{2p} 는 각각 선형 성분과의 주파수 합인 고조파(高調波, super-harmonic) 성분을 나타낸다.

바닥에서 높이 d 에서 측정한 압력에 대한 선형 전달함수 K_1 은 선형파 이론에서 다음

과 같이 주어진다.

$$K_1 = \frac{p_1}{\eta_1} = \frac{\cosh(kd)}{\cosh(kh)} \quad (2.7)$$

여기서 k 는 파수를 나타낸다. 한편, 비선형 압력 성분의 압력 전달함수는 다음 식으로 표현된다(Lee and Wang, 1984).

$$K_{2m} = \frac{p_{2m}}{\eta_{2m}} \quad (2.8)$$

$$K_{2p} = \frac{p_{2p}}{\eta_{2p}} \quad (2.9)$$

식(2.7), (2.8) 그리고 (2.9)를 이용하면 파에 의한 수중 압력은 식(6)으로부터 다음과 같이 표현된다.

$$p = K_1 \eta_1 + K_{2m} \eta_{2m} + K_{2p} \eta_{2p} \quad (2.10)$$

천해에서 이상파고시 비선형에 대한 고려는 관측된 수압 스펙트럼에서 선형 성분과 비선형 성분을 분리한 후, 선형 성분에 대해서는 선형파의 압력 전달함수, 비선형 성분에 대해서는 저조파 및 고조파에 대한 각각의 압력 전달함수를 적용하여 표면 파랑으로 환산할 수 있다.

ii) 선형파 이론에 의한 수압식 파고계 자료 분석

선형파에 대해서는 표면파는 수중압력 변화로부터 식(2.7)에 의해

$$\eta_1 = \frac{1}{K_1} p_1 \quad (2.11)$$

여기서 K_1 은 흐름과 파가 공존하는 경우 다음 분산 방정식으로부터 k 를 구하여 식(7)에 대입하여 계산할 수 있다.

$$\omega = \sqrt{gk \tanh kh} + uk \cos \theta + vk \sin \theta \quad (2.12)$$

여기서 θ 는 파향, u 및 v 는 유속 성분을 나타내며, ω 는 각주파수를 나타낸다. 한편, 표면파의 스펙트럼은 다음과 같다.

$$S_{\eta\eta} = S_{pp} \left(\frac{1}{K_1} \right)^2 \quad (2.13)$$

여기서 $S_{\eta\eta}$, S_{pp} 는 각각 표면파 및 수중 압력의 에너지 스펙트럼을 나타낸다.

각 성분파의 표면파와 수중압력사이에 선형과 이론에 의한 관계가 성립할 때 수중 압력은 다음과 같이 푸리에(Fourier) 분석에 의한 각 성분파의 합으로 표현된다.

$$p_1(t) = \sum_i A_i \cos(\omega_i t - \epsilon_i) \quad (2.14)$$

여기서 A_i , ω_i 그리고 ϵ_i 는 각각 i 번째 성분파의 진폭, 주파수 그리고 위상을 나타낸다. 선형파인 경우에는 수압자료로부터 구한 성분파를 독립적인 선형과 성분이라고 가정하여 표면파의 시계열을 다음 식으로 구할 수 있다.

$$\eta_1(t) = \sum_i \frac{1}{K_1} A_i \cos(\omega_i t - \epsilon_i) \quad (2.15)$$

선형과 이론에 의한 수압식 파고계 자료의 분석에서는 고주파수대에서 잡음의 영향, 비선형 효과 그리고 흐름이 공존할 경우 그 영향으로 오차가 존재하며, 이에 대한 설명은 Lee and Wang(1984)에 자세히 설명되어 있다.

iii) 수압식 파고계에서 수심 및 조류의 영향 분석

흐름과 파가 공존하는 곳에서는 수압에 대한 흐름의 영향은 유속에 의해 파수가 달라져서 압력 전달함수에 영향을 주는 정역학적 효과 및 동압력(dynamic pressure) 변화에 의한 동역학적 효과로 구분할 수 있다. 식(2.7)에서 보인 바와 같이 압력 전달함수 K_1 은 파수 k 의 함수인데 이 파수는 수심과 유속에 의해 달라진다. 흐름이 있는 곳에서는 파수는 식(2.12)로부터 계산할 수 있으며, 다음과 같이 무차원 형태로 표현할 수 있다.

$$\sqrt{X \tanh(X)} = -\tilde{U}X + \tilde{W} \quad (2.16)$$

여기서, $X = kh$, $\tilde{U} = (u \cos \theta + v \sin \theta) / \sqrt{gh}$, $\tilde{W} = \omega / \sqrt{g/h}$ 이다. 즉, X 는 파장(L)에 대한 수심(h)의 무차원수, \tilde{U} 은 파의 군속도(\sqrt{gh})에 대한 유속성분의 무차원수, \tilde{W} 는 수심(h)과 같은 길이에 해당하는 추의 진동 주파수($\sqrt{g/h}$)에 대한 파의 주파수(ω)의 무차원수를 나타낸다. 정상 상태의 경우에 어떤 주어진 주파수에 대해서 파수는 그림 2.3에서 보인 바와 같이 수심과 유속에 따라 달라진다. 압력 전달함수는 파수의 함수인데 그 파수가 흐름에 의하여 달라지므로 압력 전달함수는 흐름의 영향을 받는다. 파수의 변

화는 주파수가 클 때, 특히 흐름이 파와 반대 방향일 때 큼을 알 수 있다. 또한, 파와 흐름이 공존할 때의 압력 전달함수는 흐름에 의한 동압력(dynamic pressure)의 영향도 추가된다.

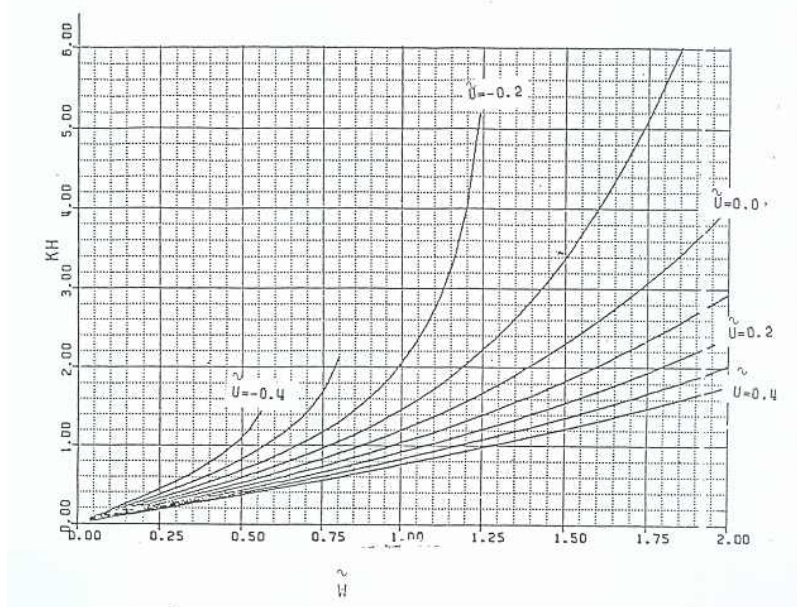


그림 2.3 Variation of kh with dimensionless current, \tilde{U} and dimensionless wave frequency \tilde{W} (from Lee and Wang, 1984).

각 성분파가 같은 방향으로 진행하는 경우 파랑에 의한 수입자 운동 성분 $U_w(t)$ 는 각 성분파의 합으로 나타낼 수 있다.

$$U_w(t) = \sum_i U_i \cos(\omega_i t - \epsilon_i) \quad (2.17)$$

여기서 U_i 는 i 번째 성분파에 의한 유속 성분을 나타낸다. 한편, 파랑과 흐름이 공존하는 경우의 동압력은 다음과 같다

$$\begin{aligned} P'(t) &= \frac{1}{2}\rho[\sum U_i \cos(\omega_i t - \epsilon_i) + U_c \cos\alpha]^2 + \frac{1}{2}\rho[U_c \sin\alpha]^2 \\ &= \frac{1}{2}\rho \sum_i \sum_j U_i U_j \cos(\omega_i t - \epsilon_i) \cos(\omega_j t - \epsilon_j) \\ &\quad + \rho U_c \cos\alpha \sum_i U_i \cos(\omega_i t - \epsilon_i) + \frac{1}{2}\rho U_c^2 \end{aligned} \quad (2.18)$$

여기서 U_c 는 유속, α 는 파랑과 흐름사이의 각을 나타낸다. 식(18)의 첫 번째 항은 주파수가 $(\omega_i - \omega_j)$ 와 $(\omega_i + \omega_j)$ 인 2차 항으로서 식(6)의 p_{2m} 및 p_{2p} 의 한 부분에 해당하며 선형파 이론에서는 다루지 않는 비선형 효과이다. 세 번째 항은 유속이 일정할 때 이

에 의한 동압력으로 일정한 값을 가지며 평균 해면의 계산에 작용한다. 이 3개의 항 중에서 파랑과 공존하는 흐름의 일차적 영향은 두 번째 항에서 나오는데 이는 파랑에 의한 궤도 운동에 따른 유속 U_w 에 비례한다.

$$P2 = \rho U_c \cos\alpha U_w \quad (2.19)$$

여기서 비례상수 $U_c \cos\alpha$ 는 유속 및 파랑과 흐름사이의 각에 관계된다. 유속과 파랑의 작용에 의한 동압력의 1차 항을 포함한 압력 전달함수를 K'_1 로 표시하면 다음과 같으며,

$$p_1 + P2/(\rho g) = K'_1 \eta_1 \quad (2.20)$$

따라서,

$$K'_1 = [1 + U_c \cos\alpha \frac{\omega}{g}] K_1 = [1 + \frac{U_c \cos\alpha}{C} \tanh(kh)] K_1 \quad (2.21)$$

여기서 C 는 파의 위상 속도이다. 즉, 파와 흐름이 공존하는 경우에 유속의 동력학적 효과(dynamic effect)는 선형파의 압력 전달함수 K_1 에 간단한 보정계수

$[1 + \frac{U_c \cos\alpha}{C} \tanh(kh)]$ 를 적용하여 보정할 수 있다. 흐름에 의한 파수의 변화에 따른 효

과는 무차원 주파수의 증가에 따라 특히 파와 유속이 반대 방향인 경우에 커지며, 동력학적 효과(dynamic effect)는 주파수의 증가에 따라 느린 변화를 보여 준다. 이들 영향은 저주파수에서는 서로 반대 방향으로 일부 서로 상쇄되며, 고주파수에서는 흐름에 의한 파수의 변화에 따른 효과가 지배적임을 알 수 있다.

iii) 실험실 실험을 통한 유속의 영향 분석

수압식 파고계로 부터 관측된 자료로부터 선형파 이론에 의한 파랑 자료 분석 기술을 확인하기 위하여 해양연구원 조파기 수조에서 파랑과 동시에 흐름을 발생시켜 용량식 파고계에 의해 계측된 파랑과 동시에 수중압력 및 유속을 측정하여 비교, 분석 하였다. 그림 2.4에는 이 실험장치의 개략도와 측정 위치를 나타내었다. 이 수조는 길이가 53m, 높이 1.25m, 폭이 1m로 수조의 한쪽 끝에는 피스톤 형태의 불규칙파 조파기가 설치되어 있으며, 다른 한쪽 끝에는 소파장치가 설치되어 있다. 수조내의 흐름은 수조 하부에 설치된 순환 파이프를 통하여 펌프, 물을 순환시켜 발생시킨다. 흐름의 방향 및 유속은 밸브의 개폐를 조작함으로써 조정이 가능하다.

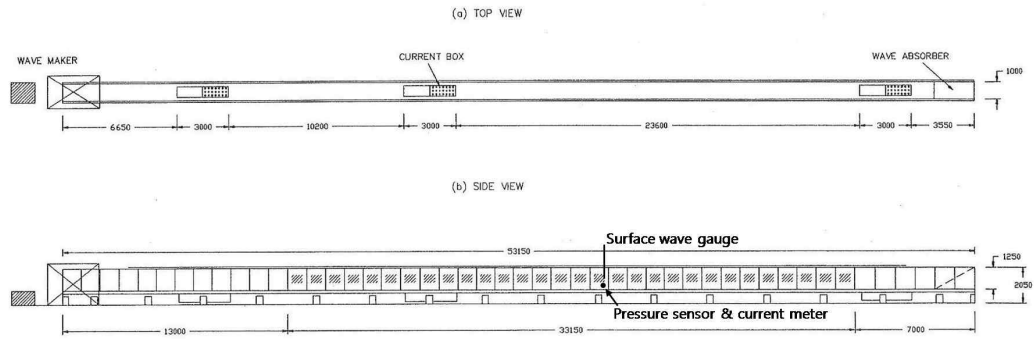


그림 2.4 Wave flume and experimental setup

실험 수심은 50cm이고 파압계 및 유속계는 수조 바닥에서 5cm 위 지점에 설치하였으며, 매 0.05초 간격으로 파고계에 의한 표면파의 직접관측과 동시에 수중 파압 및 유속 관측을 실시하였다. 실험은 흐름이 없을 때, 파랑과 흐름의 방향이 같을 때 및 반대일 때의 세 경우에 대해 수행하였다. 각 실험의 파고, 주기 및 유속 조건을 표 1에 제시하였다.

표 2.1 유속영향에 따른 파고 실험조건

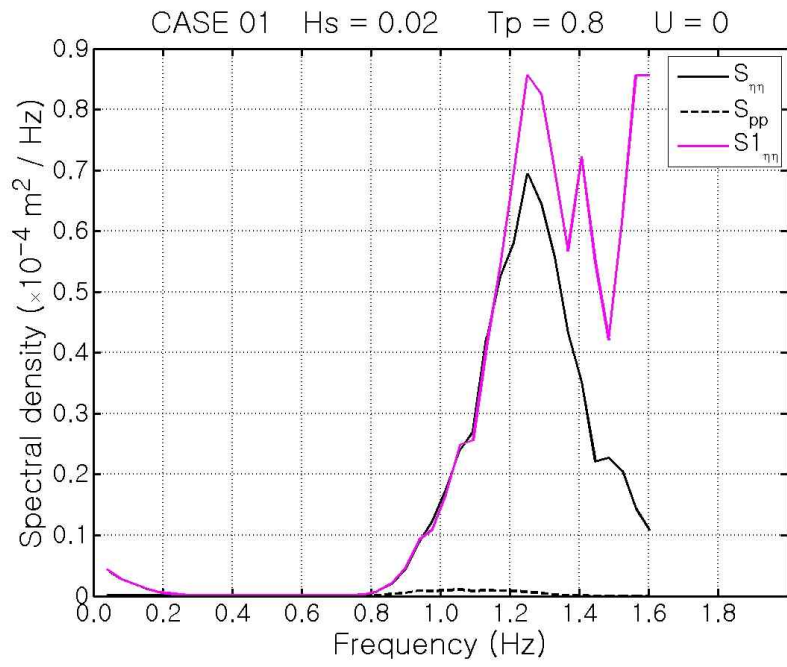
Test No.	Hs(m)	Tp(s)	U(m/s)
01	0.020	0.800	0.0
02	0.077	1.600	0.0
03	0.145	2.327	0.0
04	0.015	0.800	0.1
05	0.068	1.600	0.1
06	0.135	2.327	0.1
07	0.013	0.800	0.2
08	0.062	1.600	0.2
09	0.125	2.327	0.2
10	0.023	0.800	-0.1
11	0.082	1.600	-0.1
12	0.153	2.327	-0.1
13	0.024	0.883	-0.2
14	0.087	1.600	-0.2
15	0.159	2.327	-0.2

한편, 수압식 파고계 및 표면 파고계에 의해 측정된 자료에서 분석한 스펙트럼으로부터 경험적 압력 전달함수 K_{1e} 는 다음과 같이 계산된다.

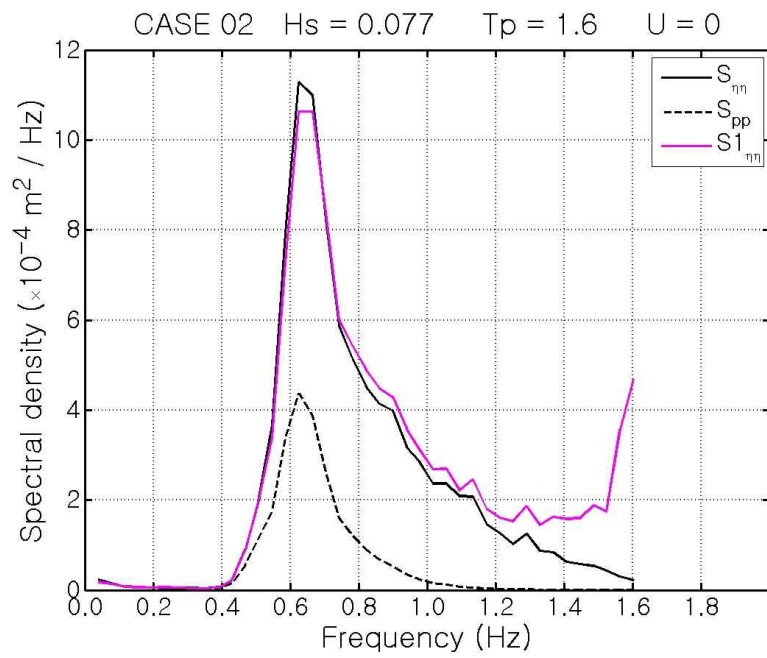
$$K_{1e} = \sqrt{S_{pp}/S_{\eta\eta}} \quad (2.22)$$

여기서 $S_{\eta\eta}$ 는 용량식 파고계로부터 측정한 파랑 자료를 분석하여 얻어진 파랑 스펙트럼을 나타내고, S_{pp} 는 수압식 파고계로 측정된 수압 자료로부터의 압력 스펙트럼을 나타낸다. 위에서 설명한 바와 같이 압력 전달함수 K_1 은 식(2.7)로부터 구할 수 있다. 분산관계식 식(2.12)로부터 흐름을 고려하지 않고 구한 파수로 계산한 압력 전달함수 $K_{1\alpha}$ 와 흐름을 고려하여 구한 파수로부터 계산한 압력 전달함수 $K_{1\beta}$ 를 계산하여 실험에서 경험적으로 구한 압력 전달함수 K_{1e} 와 비교하였다.

그림 2.5~2.7에는 수위 변동을 직접 측정한 용량식 파고계로부터 구한 파랑 스펙트럼과 수압식 파고계로부터 압력 전달함수를 적용해 계산된 파랑 스펙트럼을 비교하여 나타내었다. 그림 2.5은 흐름이 없는 경우(Test No. 1~3)에 수압식 파고계로부터 구한 압력 스펙트럼 S_{pp} 와 용량식 파고계에 의한 파랑 스펙트럼 $S_{\eta\eta}$ 그리고 선형파 이론에 의한 압력 전달 함수를 적용하여 압력 스펙트럼으로부터 계산한 파랑 스펙트럼을 나타낸다. 선형파 이론에 의한 압력 전달함수를 이용하여 수압식파고계 자료로부터 계산한 파랑 스펙트럼은 용량식 파고계로부터 구한 파랑 스펙트럼과 대체적으로 잘 일치하는 것을 알 수 있다. 파랑 에너지가 작은 경우(그림 2.5a)는 고주파수대에서 수압식 파고계로부터 추정된 파랑 스펙트럼이 상당히 크게 나타났는데 이는 고주파수대에서 잡음의 영향으로 볼 수 있다. 파랑이 커질수록(그림 2.5b, 2.5c) 관측된 파랑 에너지는 선형파 이론으로 추정한 것보다 고주파수대에서는 약간 작게 나타나고 저주파수대에서는 약간 크게 나타내는데 이는 파랑의 비선형 효과의 영향인 것으로 간주된다.



(a)



(b)

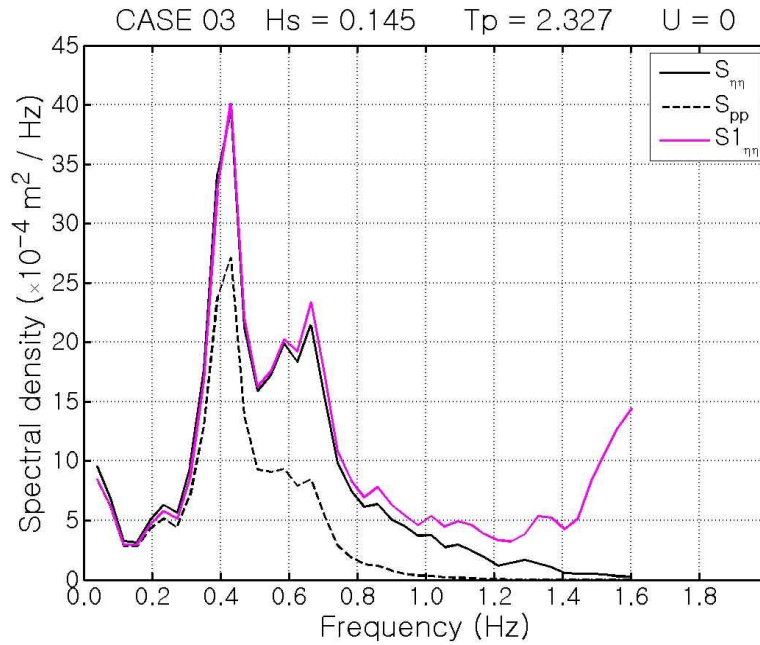
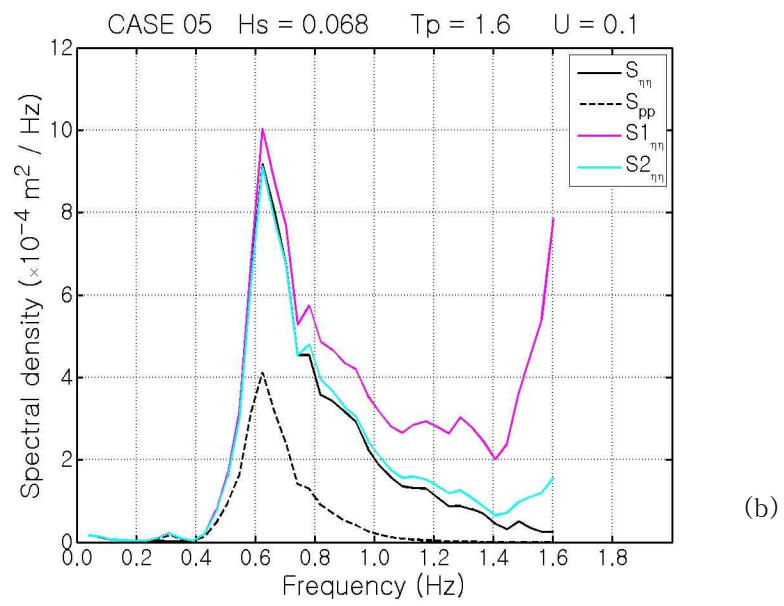
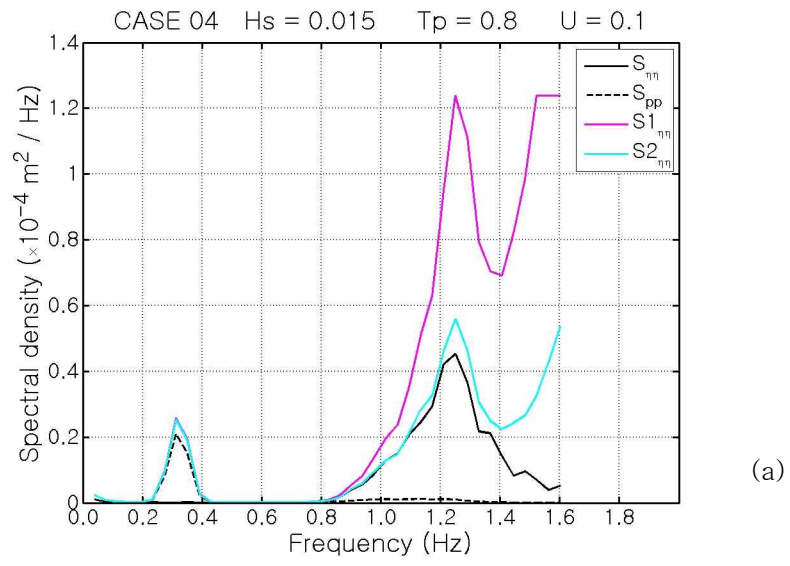
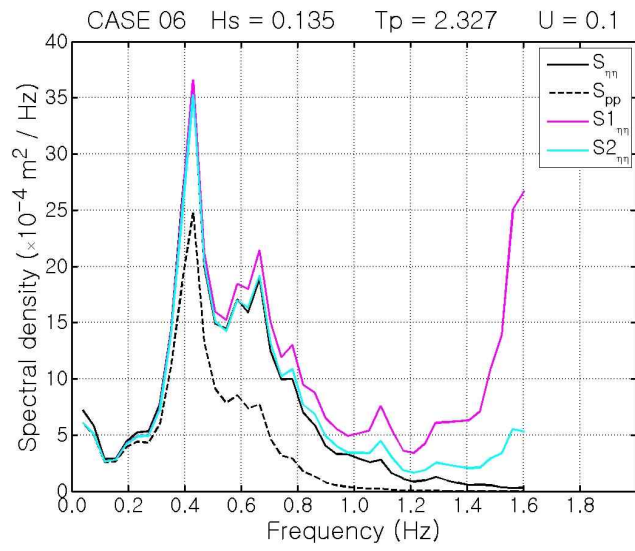


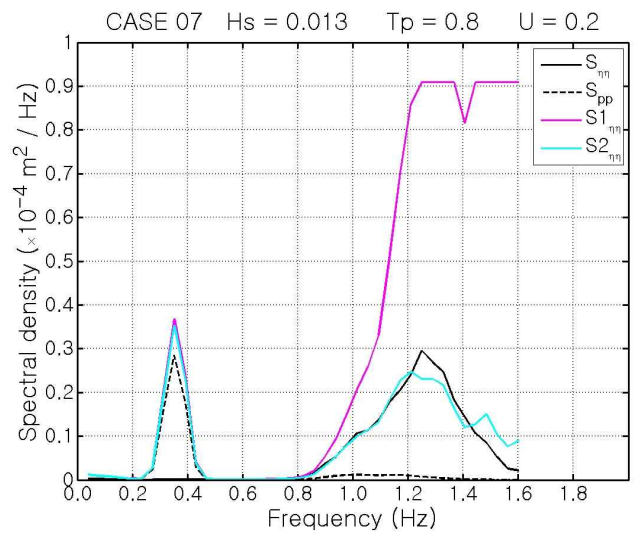
그림 2.5 Measured surface wave spectrum vs. estimated one from sub-surface pressure data using pressure transfer function for linear wave theory when $u=0$ m/sec.(dotted line: pressure spectrum, solid line(black): measured wave spectrum, solid line(red): estimated from pressure data. (c)

그림 2.6는 흐름이 파랑과 같은 방향일 때에 (Test No. 4~9) 용량식 파고계에 의한 파랑 스펙트럼과 수압식 파고계에 의한 파랑 스펙트럼을 보여준다. 유속을 고려하지 않은 압력 전달함수를 이용하여 계산된 파랑 스펙트럼(그림에서 붉은색)은 용량식 파고계로 계측된 파랑 스펙트럼 보다 상당히 크게 나타나 큰 차이를 보인다. 그러나 유속을 고려한 압력 전달함수를 이용하여 계산된 파랑 스펙트럼(그림에서 푸른색)은 용량식 파고계에 의한 파랑 스펙트럼과 비교적 잘 일치한다. 그림 2.7는 흐름이 파랑과 반대 방향인 경우에 (Test No. 10~15) 대한 분석결과이며, 유속을 고려하지 않은 압력 전달함수를 이용하여 계산된 파랑 스펙트럼(그림에서 붉은색)은 용량식 파고계의 파랑 스펙트럼보다 낮게 나타나 차이를 보이거나 유속을 고려한 압력 전달함수를 이용한 경우에는 더 잘 일치함을 볼 수 있다.

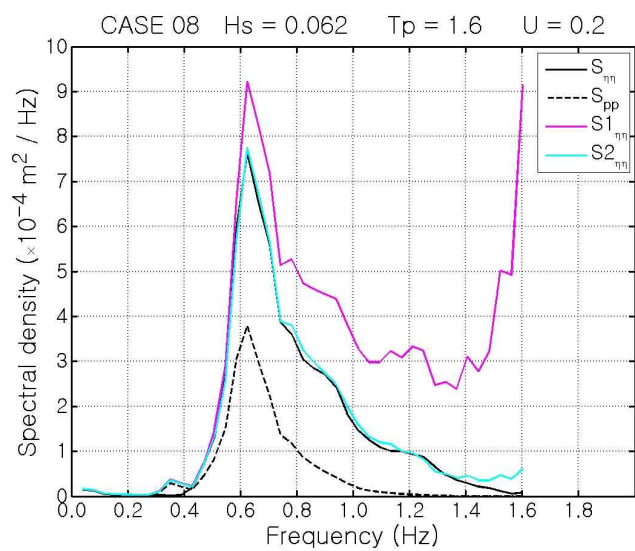




(c)



(d)



(e)

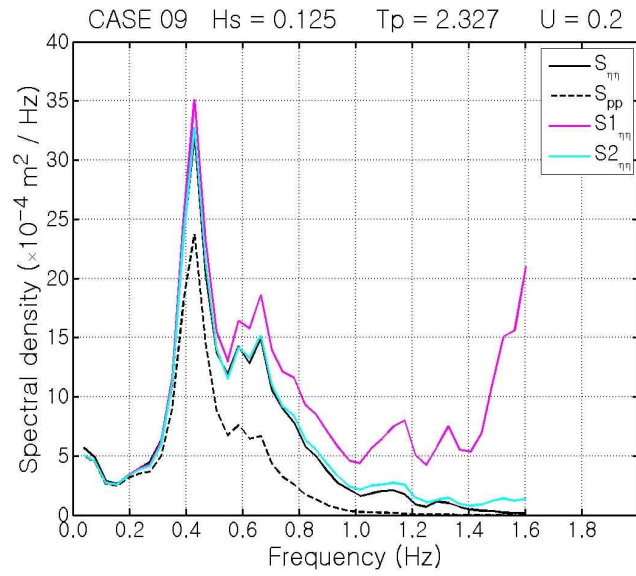
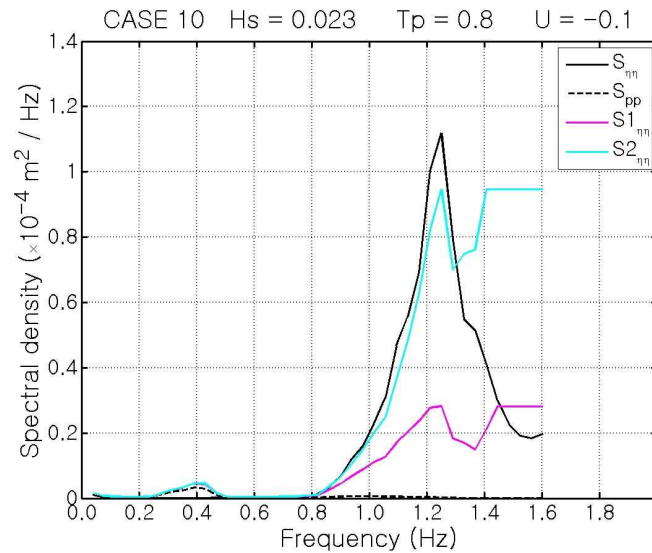
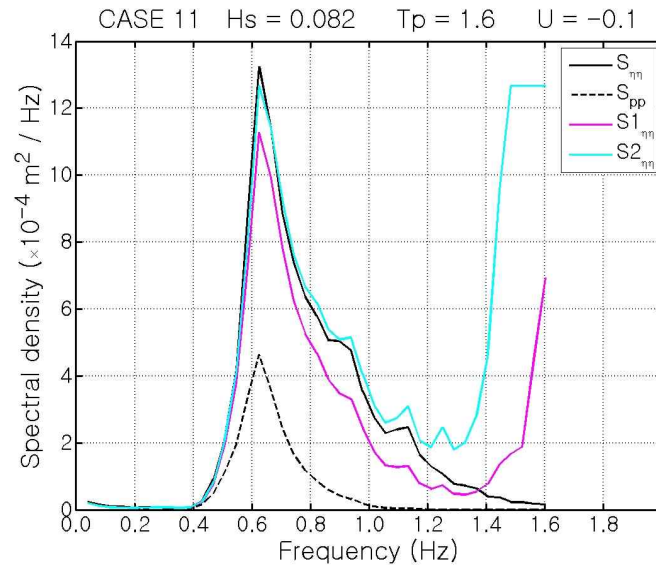


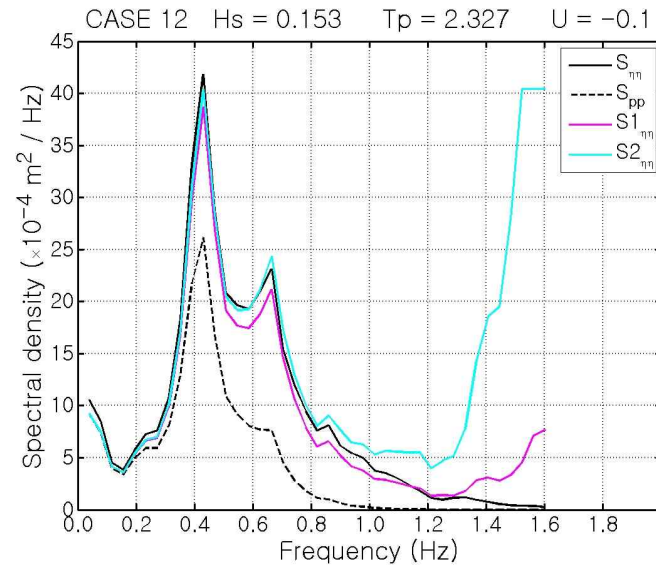
그림 2.6 Measured surface wave spectrum vs. estimated spectra from sub-surface pressure data using pressure transfer functions when wave and current are in the same direction (dotted line: pressure spectrum, solid line(black): measured wave spectrum, solid line(red): estimated using pressure transfer function without considering current effect, solid line(blue):estimated using pressure transfer function with considering current effect). (f)



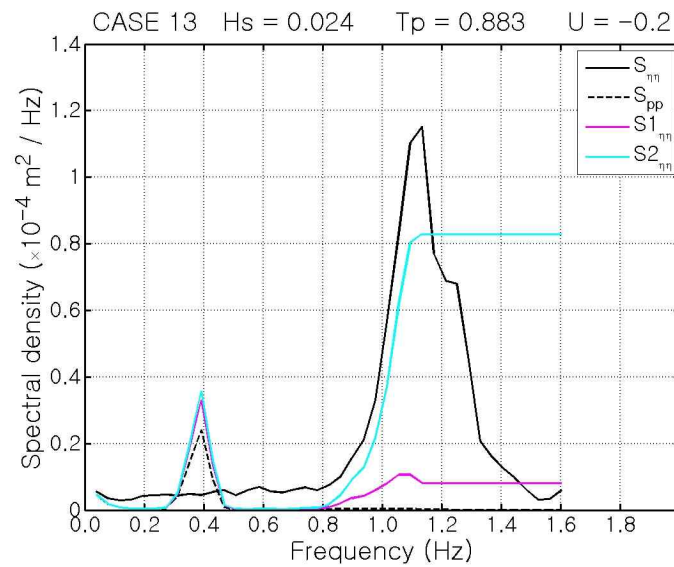
(a)



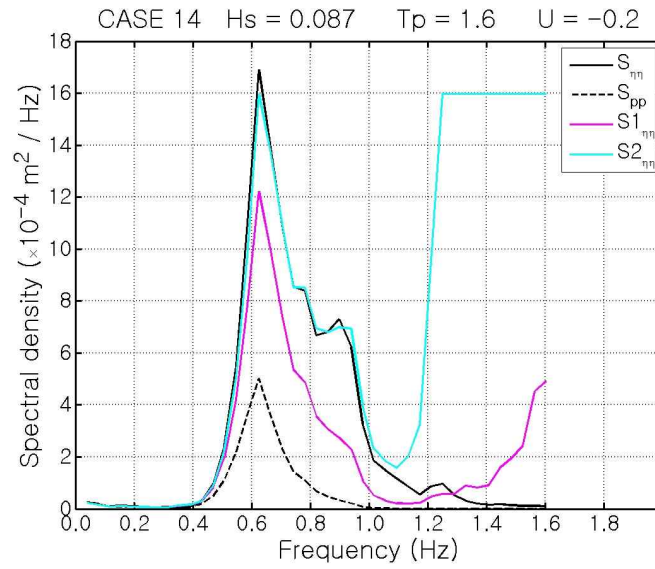
(b)



(c)



(d)



(e)

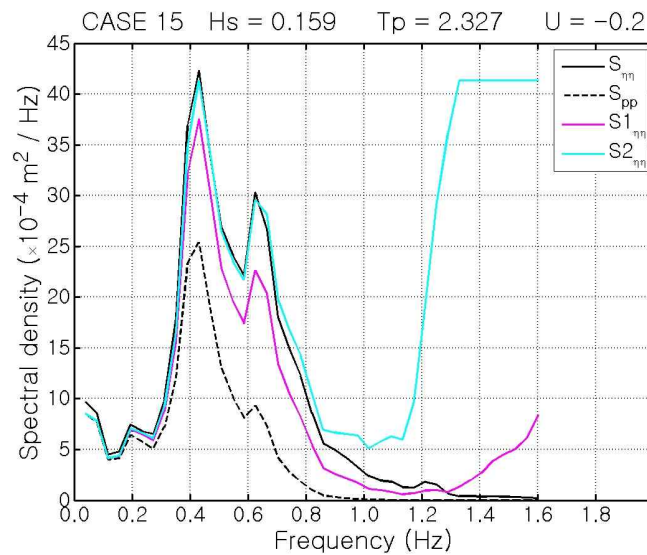
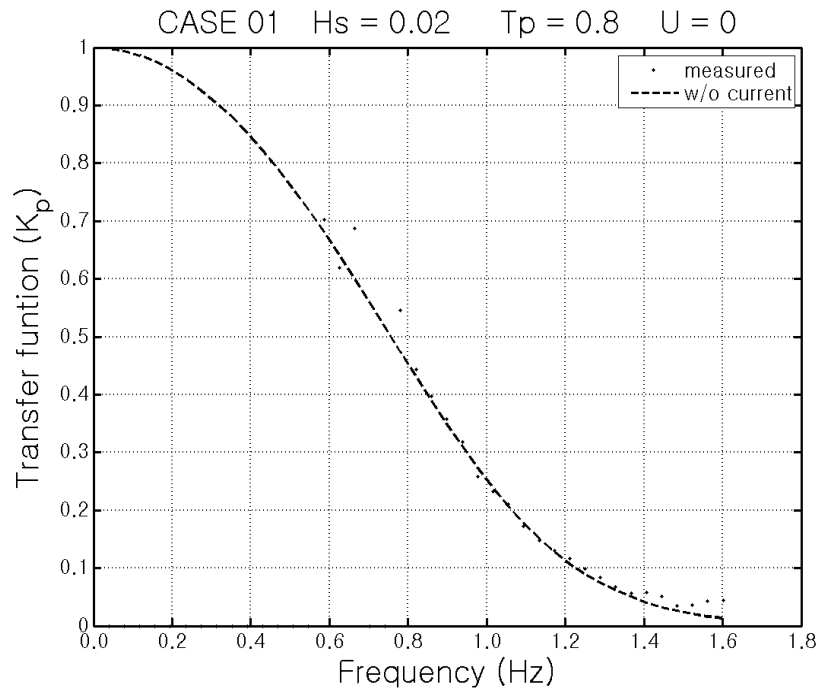


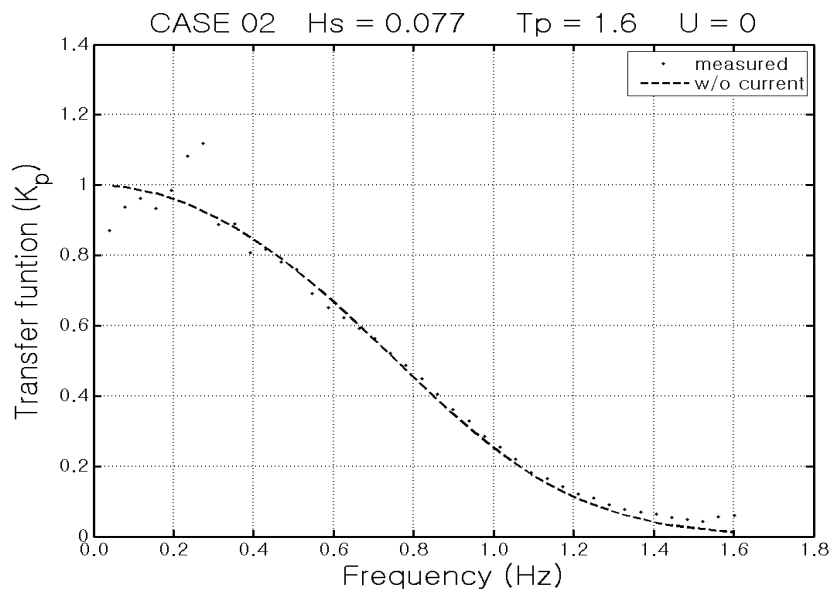
그림 2.7 Measured surface wave spectrum vs. estimated spectra from sub-surface pressure data using pressure transfer functions when wave and current are in the opposite direction (dotted line: pressure spectrum, solid line(black): measured wave spectrum, solid line(red): estimated using pressure transfer function without considering current effect, solid line(blue):estimated using pressure transfer function with considering current effect). (f)

한편, 그림 2.8~2.10에는 실험실에서 측정된 압력 전달함수와 선형파 이론에 의해 계산된 압력 전달 함수를 비교하여 나타내었다. 그림 2.8은 흐름이 없는 경우(Test No. 1~3)에 대하여 계측된 압력 전달함수 K_{1e} (점선)와 선형파 이론에 의해 계산된 압력 전달함수 K_{1a} (실선)를 보여주며, 대체로 서로 잘 일치하는 경향을 나타낸다. 그러나, 파고

가 커서 비선형성이 강해지는 경우에는 고주파수대에서는 계측된 압력 전달함수가 선형과 이론에 의한 것보다 크게 나타나며, 저주파수대에서는 선형과 이론에 의한 것보다 작게 나타남을 알 수 있다. 그 이유는 Lee and Wang (1984)에 제시된 바와 같이 파의 비선형 상호작용에 의한 구성파의 주파수의 합 또는 차로 나타내지는 비선형 성분의 전달함수가 선형파의 전달함수와 다르기 때문이다.



(a)



(b)

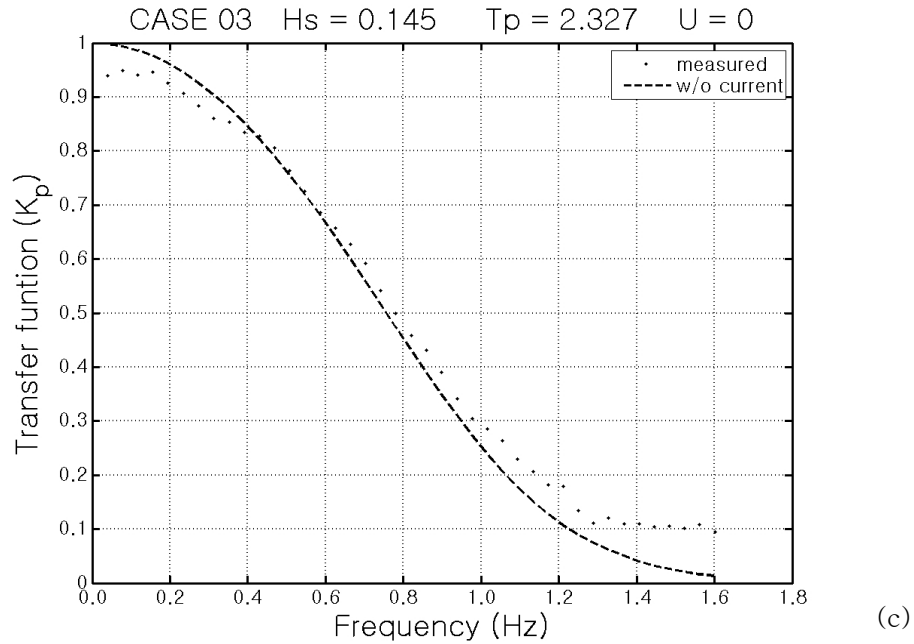
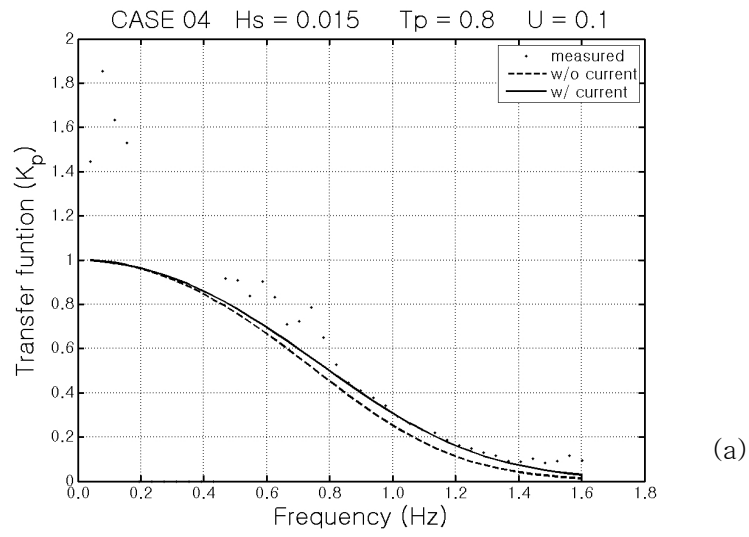
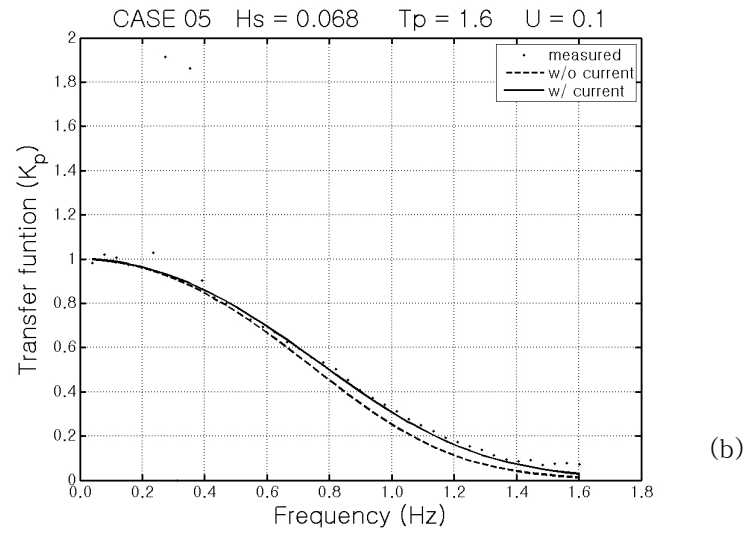


그림 2.8 Comparison of observed pressure transfer function(dots) with that of linear wave theory(dotted line) when $u=0$ m/sec.

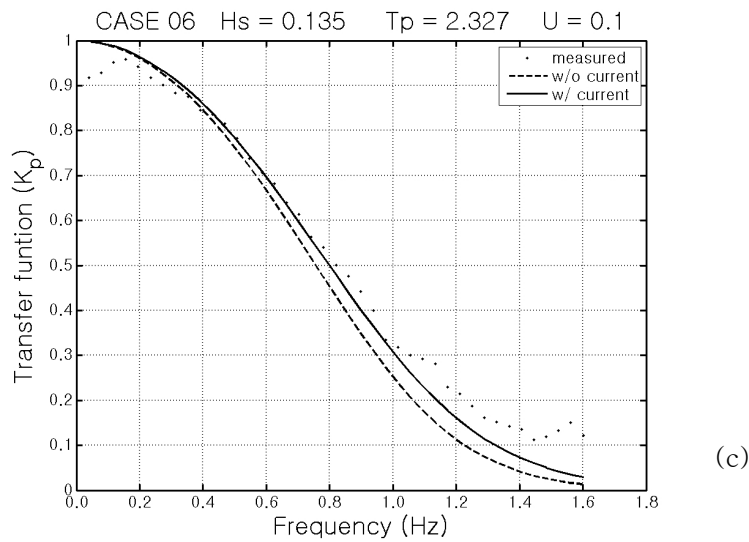
그림 2.9은 흐름의 진행 방향이 파와 같은 방향에 대한 실험(Test No. 4~9) 결과이며, 실험에서 구한 압력 전달함수 K_{1e} 는 흐름을 고려하지 않고 계산한 압력전달함수(점선)와는 흐름이 클수록 차이가 커지는 것을 알 수 있다. 파고가 크고 유속이 큰 경우는 파의 비선형성에 의한 효과와 유속에 의한 동력학적 효과가 같이 영향을 주어 유속을 고려하지 않고 선형파 이론에 의해 계산한 결과와는 큰 차이가 남을 알 수 있다. 파가 작은 경우에 파랑 에너지가 아주 작은 주파수대에서는 실험에서 구한 압력전달 함수가 이론에 의해 계산한 것과 크게 다르게 분산되는 경우가 있지만(그림 2.9a, 2.9d 그리고 그림 2.10a, 2.10d), 대부분의 경우에 유속의 영향을 고려한 압력 전달 함수는 실험치와 잘 일치함을 알 수 있다. 그림 2.10은 흐름의 진행 방향이 파와 반대 방향에 대한 실험(Test No. 10~15)결과로 그림 2.9과 마찬가지로 압력 전달함수 계산시에 흐름의 영향을 고려한 경우 더욱 정확한 파랑 스펙트럼을 얻을 수 있음을 확인할 수 있다. 즉, 선형파 이론에 근거하여 파수 및 그에 따른 압력 전달함수 계산 시에 유속의 영향을 고려하게 되면 보다 정확한 파랑 스펙트럼을 얻을 수 있음을 보여준다.



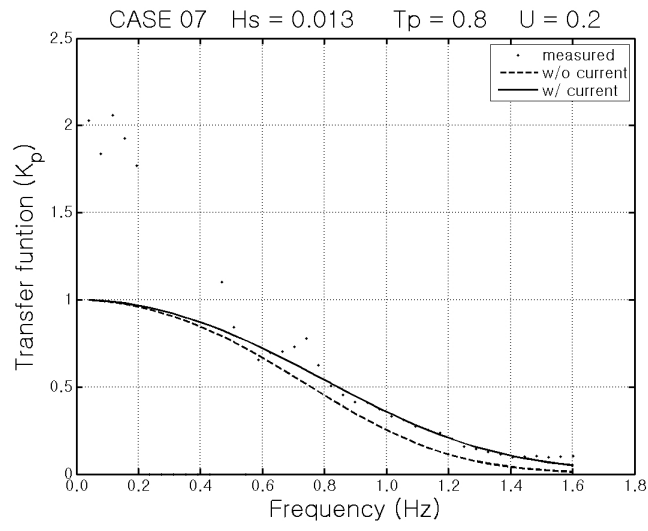
(a)



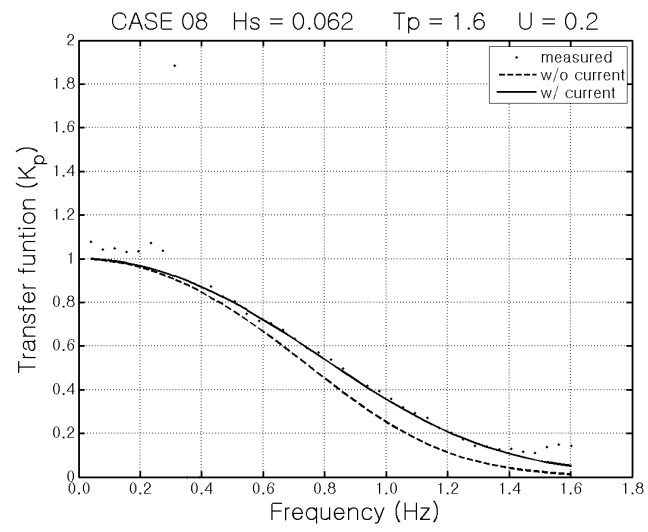
(b)



(c)



(d)



(e)

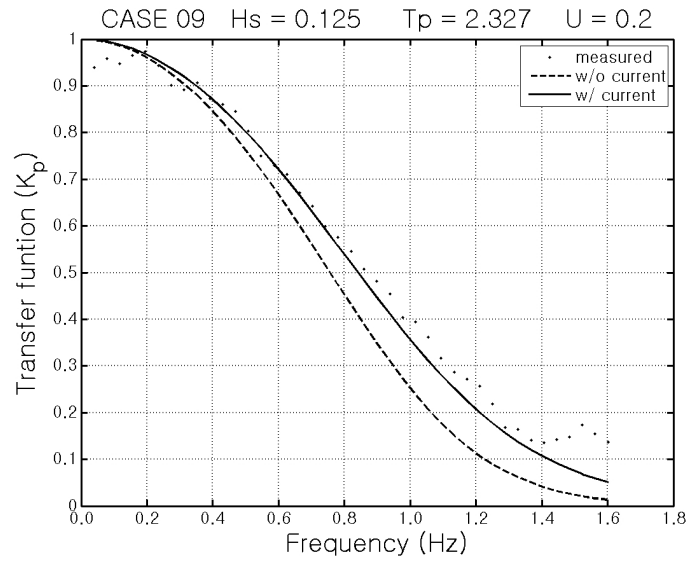
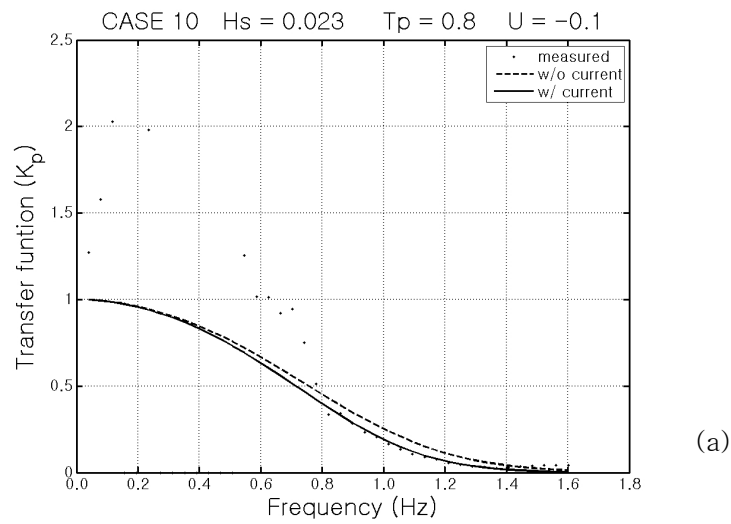
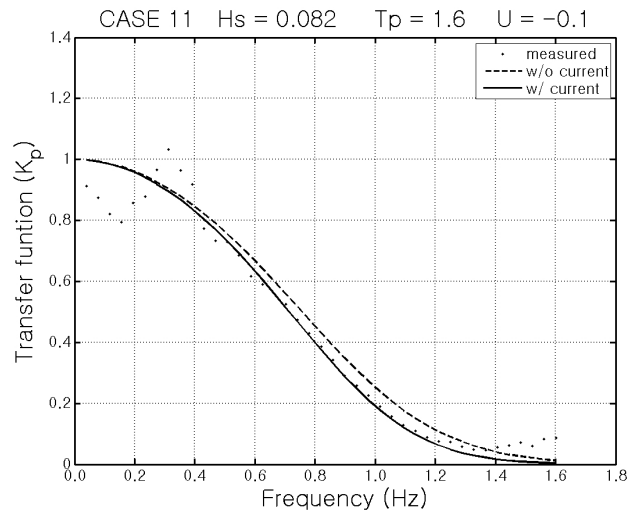
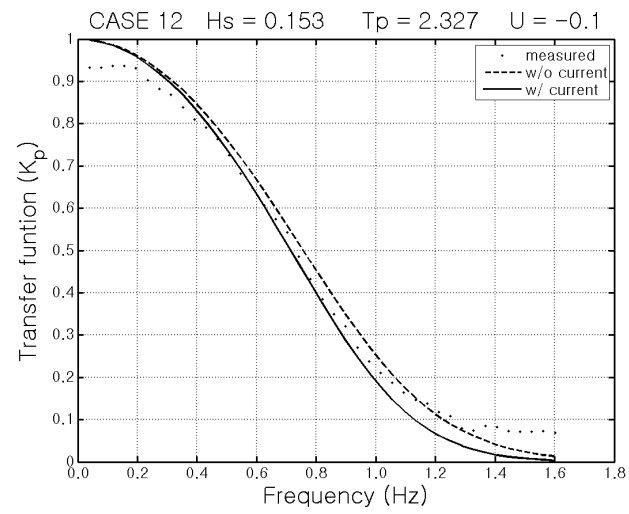


그림 2.9 Comparison of observed pressure transfer function(dots) with those estimated from linear wave theory: one without considering current(dotted line) and the other with considering current(solid line) when wave and current are in the same direction. (f)

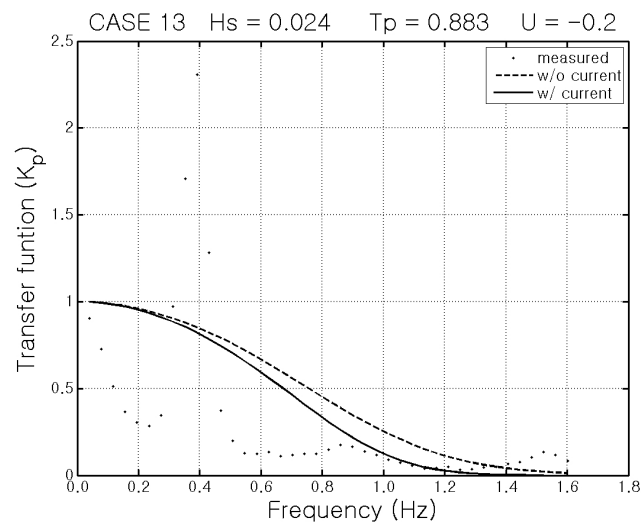




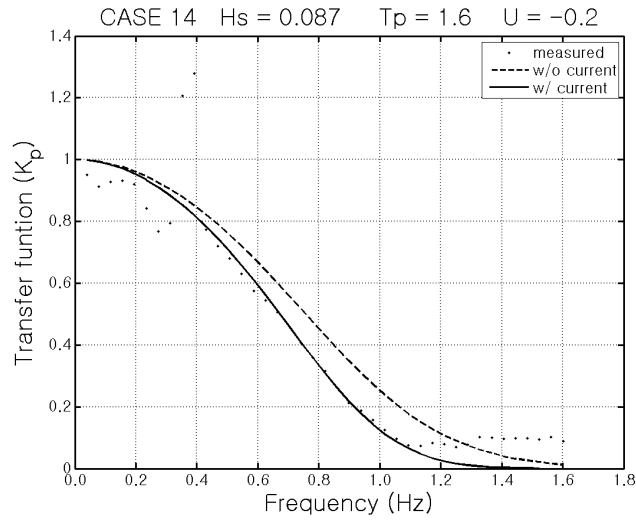
(b)



(c)



(d)



(e)

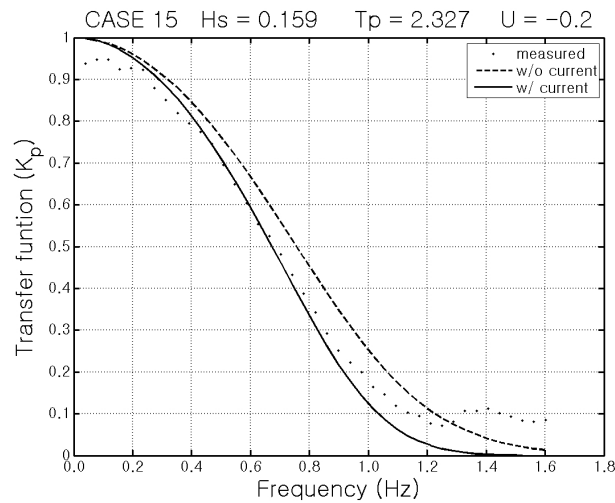


그림 2.10 Comparison of observed pressure transfer function(dots) with those estimated from linear wave theory: one without considering current(dotted line) and the other with considering current(solid line) when wave and current are in the opposite direction.

iii) 결론 및 제언

이 연구에서는 수압식 파고계 자료로부터 파랑 스펙트럼을 취득하는 경우 흐름의 영향을 고찰하였다. 선형과 이론에서 표면 파랑으로부터 수중으로의 압력 전달함수는 파수의 함수로 표시되는데 파수는 파랑 분산식에서 수심과 흐름에 따라 달라지기 때문에 압력 전달함수는 수심과 유속에 따라 달라진다. 해양연구원이 보유한 2차원 조파수조에서 흐름과 파랑을 동시에 발생시켜 흐름 및 파고 조건이 서로 다른 총 15개 조건에 대하여 수압 및 수면 변위를 동시에 측정하여 수압식 파고계 자료 분석에서의 유속의 영향을 평가하고 검증하였다.

지금까지는 일반적으로 수압식 파고계 자료 분석 시에 흐름의 영향을 고려하지 않고 파수 및 압력 전달함수를 계산하였기 때문에 수압식 파고계로부터 얻어진 파랑 스펙트럼은 흐름이 파와 같은 방향일 때에는 파랑 에너지가 실제보다 크게 나오고, 흐름이 파와 반대 방향일 때에는 실제보다 작게 나오는 경향이 나타났다. 이 연구 결과로부터 압력 전달함수의 계산에 흐름의 영향을 고려할 때 수압식 파랑 자료로부터 환산된 파랑 스펙트럼은 용량식 파고계를 이용하여 관측된 파랑 스펙트럼과 대체적으로 잘 일치함을 확인하였다. 파고가 커지는 경우에는 선형과 이론에서 무시한 비선형 파랑의 영향으로 인해서 고주파수대와 저주파수대에서 차이가 커지는 경향이 나타났지만 파랑 에너지가 집중되어 있는 주파수대에서는 흐름을 고려하여 계산한 압력 전달함수가 실험에서 측정된 것과 대체로 잘 일치하였다. 따라서 수압식 파고계 자료 분석시에 수심뿐만 아니라 유속의 영향까지 고려하여 계산할 경우 실제 관측값에 가까운 파랑 스펙트럼의 계산이 가능함을 알 수 있다.

선형과 이론에 의한 압력 전달함수는 유속의 영향 이외에도 흐름에 의한 동압력의 영향도 포함된다. 즉, 파랑과 흐름이 공존하는 해역에서 수압에 대한 영향은 파랑에 의한 수압자 운동에 의한 비선형항과 파랑과 흐름의 복합 작용에 의한 선형항, 그리고 흐름에 의한 상수항으로 분리되는데 이러한 영향에 대해서는 향후 비선형 영향과 같이 자세하게 분석할 계획이다.

본 연구에서 밝힌 바와 같이 압력 전달함수가 수심과 흐름에 의해 영향을 받기 때문에 수압식 파고계에서 얻은 자료를 분석할 때에는 수심과 유속의 영향을 고려하는 것이 요구된다. 수압식 파고계 자료 분석 시에 수심 정보는 수압 자료 분석으로 쉽게 얻을 수 있기 때문에 압력 전달함수의 계산에서 수심의 영향은 쉽게 고려할 수 있지만 일반적으로 유속 정보는 얻을 수가 없어서 이를 무시하는 경우가 대부분인 실정이다. 우리나라 서해와 같이 조류가 강한 곳에서는 수압 및 유속 병합식(PUV) 파고계를 이용하면 유속 정보까지 함께 얻을 수 있어 파랑 정보를 더욱 정확히 얻을 수 있다. 그러나 수압 센서만 설치하는 경우에는 자료 분석에 유속의 영향을 고려하는데 문제가 있다. 근래에 와서는 수치 모델이 크게 발달하여 수치 모델로도 상당히 정확한 조류 시뮬레이션이 가능하기 때문에 정밀 조석 모델을 적용하여 계산된 조류를 이용하여 수압식 파고계 자료 분석 시에 조류의 영향을 고려하는 것도 하나의 경제적인 방법이 될 수 있다. 다만, 파가 연안으로 접근하여 비선형성이 커지게 되면 수압식 파고계 자료의 분석에 파의 비선형의 영향을 고려하여 분석하는 것이 필요하다. 향후 여러 환경에서 수압식 파고계와 부이식 파고계의 동시 현장 관측실험으로 수압식 파고계의 자료 분석 방법의 개선과 검정이 요구되며, 연안에서 유속의 영향과 비선형 영향이 복합되는 천해역에서 또한 동시 현장 관측 실험을 통하여 수압식 파고계의 활용도를 높이는 것이 요구된다.

2.2 파향 스펙트럼의 분석 결과의 압축 데이터베이스

i). 파향정보의 정밀 분석

과고계로부터 Digital로 수신된 수면 변위 자료는 좀 더 정확하고 파랑의 구조적 특성 이해에 중요한 계수들을 얻기 위해서는 스펙트럼(Spectrum) 기법을 사용한다. 스펙트럼법에서는 실제 파랑이 무수히 많은 규칙파(성분파라고 부름)의 선형적인 합으로 이루어졌다고 가정하여 이를 Fourier 급수로 표시한다. 따라서 각 성분파의 진폭의 제곱을 Fourier 변환에 의해 구할 수 있으며 이를 주파수의 함수로 표시한 것을 에너지 스펙트럼 또는 Power spectrum이라 한다. 그러나 실제 응용에 있어서 Fourier 급수와 Fourier 변환은 유한한 파랑기록에 근거하여 계산되므로 이론적인 참값과는 약간 상이하다.

연안의 활동기술이 발달하고 고도화되어감에 따라 더욱 정확하고 복잡한 해면상태의 정보가 요구되고 있다. 예를 들면 연안의 이용에서 유의파 정보만 이용하던 과거와는 달리 앞으로는 주파수 스펙트럼, 또는 2차원 파향 스펙트럼에 관한 정보가 요구된다. 실제 파랑의 발달전과 과정에서도 각 주파수와 방향에 따라 바람작용의 반응이 다르며, 이것이 천해로 진행함에 따른 변형도 주파수나 방향에 따라 달라지게 된다. 천해파의 추정을 천해파랑변환모델에 의존하는 경우에 모델의 개발과 검정을 위해서는 정밀 파향 스펙트럼의 관측 및 분석기술의 개발이 요구된다.

파향 스펙트럼의 정보는 파랑 모델의 검증, 개선과 천해 파랑 모델의 입력자료로 이용된다. 대부분의 파랑모델은 파향 스펙트럼의 변환을 이론적으로 계산하는 것으로 파랑 모델의 검증, 개선을 위해서는 단순한 파향의 정보보다는 파향 스펙트럼의 정보가 유용하며, 천해 파랑 모델에서 경계 조건으로 파고, 주기, 파향 등의 입사파의 제원을 입력하여 천해 파랑을 산출하는 것보다 더욱 정밀파의 계산을 위해서는 입사파의 정확한 파향 스펙트럼의 요구된다. 또한 파랑에 의한 연안류 및 이에 따른 토사 이동, 해안선변화의 추정과 해양 및 연안 구조물에 작용하는 각종 설계 조건의 계산을 더욱 정확히 하기 위하여 파향 스펙트럼의 정보가 요구되고 있다.

방향스펙트럼을 정확히 추정하기 위해서는 많은 점에서 동시 관측이 필요한데 이는 많은 경비가 든다. 관측수를 늘리면 파향 스펙트럼의 정도가 높아지나 소요 경비가 많이 들므로 제한된 관측으로 만족할 만한 파향 정보를 얻을 수 있는 경제성을 추구하지 않을 수 없다. 현장관측에는 많은 경비가 소요되기 때문에 관측된 자료로부터 가능한 최대의 정보를 분석해 내는 것은 연안모니터링시스템 구축에서 중요한 과제이다. 파향 스펙트럼 분석법으로 Loggins-Higgins법(LHM), 확장최우법(EMLM), 그리고 최대 엔트로피법(MEP) 등이 있다.

2차원 파향 스펙트럼 $S(f, \alpha)$ 는 통상 주파수스펙트럼과 방향분포함수의 곱으로 변수분리하여 아래와 같이 가정하여 단순화시킨다.

$$S(f, \alpha) \cong \tilde{S}(f) G(\alpha, f) \quad (2.1)$$

여기서 $\tilde{S}(f)$ 는 주파수 스펙트럼, $G(\alpha, f)$ 는 방향분포함수로

$$\int_{\alpha_r} G(\alpha | f) d\alpha \cong \gamma$$

파랑 관측에는 파고의 정보를 위해서는 직접 표면 수위 혹은 연직 가속도, 수중 압력 등 수면 변위를 직접 혹은 간접적으로 측정하거나 파향 스펙트럼의 추정을 위해서는 여러점에서 해면 변위를 측정하거나 파향의 정보가 들어 있는 수면 구배, 가속도, 수중 압력, 입자의 운동 속도 등을 측정하여야 한다.

방향 spectrum을 추정할 수 있는 방법으로는 일정간격의 방향에 대한 방향분포함수의 값 그 자체를 관측파동량간의 Cross 스펙트럼으로부터 직접 계산하는 방법과 방향분포함수를 몇 개의 파라메타로 표현하고 그 값을 Cross 스펙트럼으로부터 계산하는 방법이 있는데 주요 파향 스펙트럼 추정 방법은 아래와 같다.

- 직접 Fourier 변환법(Direct Fourier Transform,DFT)
- Longuet-Higgins법(LHM)
- 확장최우법(Extended Maximum Likelihood Method, EMLM)
- 최대엔트로피법(Maximum Entropy Principle,MEP)을
- 확장최대엔트로피법(Extended Maximum Entropy Principle,EMEP)
- Bayesian Directional Spectral Estimation Method(BDM)

직접 Fourier 변환법과 Longuet-Higgins법은 계산 시간이 빠른 잇점이 있으나 분해능이 좋지 않으며, 최대엔트로피법, Bayesian 파향 추정법은 분해능이 좋으나 계산 시간이 많이 걸리고 경우에 따라 수렴하지 않는 경우가 있는 단점이 있다. 위의 여러 방법 중에 LHM는 분석방법이 간단하고 계산 속도가 빠를 뿐만 아니라 수렴하지 않는 문제가 없이 안정적이어서 실시간 파랑 관측 자료를 즉시 자동 분석하는 데에 사용되고 있으며, Directional Wave-rider의 경우에는 계기 자체 내에서 분석되어 파향 스펙트럼 정보를 관측자에게 직접 전달하는데 효과적으로 사용되고 있다. 그러나, LHM는 대부분의 경우에는 주파향 방향을 제공하는데 매우 효과적이거나, 두 방향에서 입사하는 파랑의 경우에 각각의 파향 분석이 어려운 단점이 있다. 최대 엔트로피 방법은 분해능이 좋아 파랑 관측 시스템의 기본 분석방법으로 채택하여 활용중에 있으나, 공간 배열의 여러 점에서의 관측에 이용할 수 없다는 단점이 있다. MEP 법은 각 주파수별로 방향 분산함수를 아래와 같이 표시할 때 각 주파수별 파랑 에너지 $E(f)$ 와 분산함수 계수를 계산한다.

$$\hat{G}_r(\alpha | f) \cong \tilde{e}^{-S_r - \sum_{i=1}^{4_r} S_{i,r}(\alpha)} \quad (2.2)$$

여기서

$$\begin{aligned}
\mathcal{L}_r(\alpha) &= 1_r \\
\mathcal{L}_r(\alpha) &= \cos \alpha_r \\
\mathcal{L}_r(\alpha) &= \sin \alpha_r \\
\mathcal{L}_r(\alpha) &= \cos 2\alpha \\
\mathcal{L}_r(\alpha) &= \sin 2\alpha
\end{aligned} \tag{2.3}$$

ii). 파향 정보의 분석 결과의 압축 데이터베이스화

파향 분석에서 가장 중요한 문제는 복잡한 많은 정보를 어떻게 적은 수의 정보로 압축하느냐이다. 엄밀히 말하면 관측된 정보를 모두 표현하기 위해서는 그 모든 자료가 이용되어야 한다. 연안에서의 관측도 그 자료의 편리한 관리를 위하여 실시간 자료 이용은 자료를 초기 분석하여 압축된 File을 전달하여 이용하는 경우가 많다. 천해파 산출 시스템에 이용하기 위해 파향 현장관측자료를 주파수 및 방향에 따른 파향 에너지 분포의 방대한 자료를 모두 기록, 보관 및 전달하는 것은 비경제적이다. 가능하면 정확한 측정 결과를 정밀 분석하여 압축시키는 것이 요구된다.

파향분석방법에 의해 분석된 방향분포함수를 이용하여 분석된 각 주파수별의 파향 분포를 Mitsuyasu et al. (1975)가 제안한 방향분포함수의 주파향 α_p , 에너지의 방향분산도를 나타내는 파라메타로서 방향분산계수 s 를 최소자승법에 의해 추정한다.

$$G(f : \alpha) \cong \tilde{G}_0 \cos^{2s} \frac{\alpha - \alpha_p}{2_r} \tag{2.4}$$

여기서
$$G_0 \cong \frac{1}{2_r} \frac{2^{2s-1} \Gamma^2(s+1)}{\Gamma(2s+1)} \tag{2.5}$$

α_p : 주파향

s : 방향분산계수

같은 주파수대에서 뚜렷이 두개의 방향이 나타날 때는 아래와 같이 두 주방향에 대한 파향 분산 계수와 두 방향 사이의 에너지 분포비로서 방향 분산을 나타낼 수 있다.

$$G(f : \alpha) \cong \tilde{a}_1 G_1 \cos^{2s_1} \frac{\alpha - \alpha_{p_1}}{2_r} \mp \tilde{a}_2 G_2 \cos^{2s_2} \frac{\alpha - \alpha_{p_2}}{2_r} \tag{2.6}$$

파향의 분포가 두개의 방향에서 오는 경우는 위의 식에서 s_1, α_{p_1} , 그리고 s_2, α_{p_2} 및 두 주방향 간의 에너지 분포를 나타내는 a_1, a_2 로써 나타낼 수 있다.

파랑관측 시스템에서 얻어지는 3축 가속도를 두 번 적분한 변위자료의 시계열로부터 2차원 파랑 스펙트럼을 산출하였다. 1단계로 Longuet-Higgins법(LHM) 및 최대엔트로피법(Maximum Entropy Principle, MEP)을 이용하여 파랑 스펙트럼을 분석하였으며, 2단계로 Mitsuyasu et al. (1975)가 제안한 방향분포함수의 파라미터를 산출한다. 2단계로 분석한 방향분포함수의 파라미터를 나타낸 것이다. 파랑 스펙트럼의 파라미터만으로는 2차원 파랑 스펙트럼의 형태를 쉽게 파악할 수 없고 이를 식(2.1)~(2.3)을 이용하여 2차원 스펙트럼을 계산하여야 그 형태를 파악할 수 있다. 반면 이 파랑 분산함수의 파라미터는 방향분포함수의 주방향과 부방향 뿐만 아니라 각각의 방향분산계수와 두 방향의 에너지 분포비로 방향분포함수를 표시하므로 2차원 스펙트럼의 형태를 대략 짐작할 수 있다.

iii). 파랑 위상 관련 정보분석

현장 파랑 관측 자료를 분석하여 관측된 파랑 특성을 어떻게 하면 제한된 파라메타로서 잘 표현할 수 있는지가 파랑분석에서 중요한 문제이다. 일반적으로 파랑은 각 파랑 성분이 선형으로 중첩된다고 가정하여 파랑 에너지 스펙트럼을 분석하고 파의 위상은 무시되는 경우가 많았다. 그리하여 파랑 분석에서 파랑 에너지의 주파수 분포를 나타내는 파랑 스펙트럼만을 사용하여 왔는데 최근에는 파랑에너지의 주파수뿐만 아니라 파향에 따른 분포를 나타내는 2차원 파랑 스펙트럼이 활용되고 있다. 그러나 실제의 해파는 비선형으로 나타나며, 해양 구조물에의 작용도 특히 이상 파랑시에는 비선형이다. 이 경우에는 각 성분파의 위상 정보도 고려해야 되는데 파랑 에너지 스펙트럼은 위상 정보가 포함되어 있지 않아 파랑에너지의 시간적 분포를 나타내지 못한다. 분석된 파랑 에너지 스펙트럼을 이용하여 무작위 위상을 사용하여 파고를 재생하면 실제 관측된 파와 같은 특성인 파를 재생하지 못한다. 실제 측정된 파랑을 더욱 정확하게 나타내기 위해서는 파랑 에너지 스펙트럼 이외에 파의 위상과 관계되는 정보를 더 분석해야하며, 파의 위상 스펙트럼과 파랑 에너지 스펙트럼이 같이 이용될 수 있다. E. Thompson(1981)은 파랑 스펙트럼의 주되는 파의 주파수와 위상을 multiple regression screening technique 방법을 이용하여 분석함으로써 해파의 주된 특성은 제한된 수의 파의 진폭과 위상으로 나타낼 수 있음을 보여 주었다. 그러나 현장 파랑 관측 자료에서 파의 위상 관계를 다루는 것은 편리하지 못하다. 보통 파의 위상에 대한 정보가 충분하지 못하며 매우 복잡하기 때문에 일반적으로 random하다고 가정한다.

파랑 에너지의 시간적 그리고 공간적 분포는 많은 공학적 문제에서 중요하다. 파의 에너지가 각 성분파의 위상에 의해 어떤 시간 또는 공간에 집중되는 경우에 해양 구조물의 파손은 더 클 수 있다. 파가 group으로 나타날 때 해양 구조물에 손상이 더 크다는 것을 보여 주었다.(Hsu, 1972; Johnson et al., 1978; Burcharth, 1979, etc). 천천히 변하는 파랑 에너지의 성분은 공명에 의해 해양 구조물에 큰 영향을 미칠 수 있다. 실제 파랑은 파의 위상이 random하기 보다는 group으로 나타나는 것으로 보고되었다. (Rye, 1974, etc).

파의 위상이 불안정하다는 점과 또 파의 위상으로 나타나는 파의 envelope 함수가 직접 응용에 장점을 고려하여 파의 위상 관련 정보의 분석에 파랑 관측 자료의

envelope 분석을 채택하여 파랑의 정밀 분석에서 파의 에너지의 주파수, 파향 분포뿐만 아니라 파의 envelop의 분석을 정규 파의 분석에서 고려하는 것을 검토한다. 여기서 wave group는 파 에너지의 시간 또는 공간 분포에 바탕으로 하여 느리게 변동하는 파의 에너지로 정의한다.

파의 envelope 함수는 다음과 같이 양의 함수 $R(x, t)$ 로 정의한다.

$$|\xi(x, t)| < R(x, t) \quad (2.12)$$

여기서 $\xi(t)$ 는 파에 의한 surface elevation을 나타낸다. 만약에 표면파가 다음과 같이 정의되면

$$\xi(x, t) = R(x, t) \cos (CE(x, t)) \quad (2.13)$$

여기서, $R(x, t)$ 은 천천히 변하는 진폭을 나타내고, $CE(x, t)$ 는 carrier wave의 argument(phase)를 나타낼 때 함수 $R(x, t)$ 은 wave envelope function으로 정의할 수 있으며 파랑에너지의 시, 공간 변동을 나타낸다.

파랑이 진폭은 같으나 파수와 주기가 조금 다른 두 성분파의 선형 합인 가장 간단한 경우를 고려하면

$$\begin{aligned} \xi(t) &\approx A \cos [(k + dk)x - (w + dw)t] + A \cos [(k - dk)x - (w - dw)t] \\ &\approx 2A \cos (dkx - dwt) \cos (kx - wt) \\ &\approx AP(x, t) \cos k[x - (\frac{w}{k})t] \end{aligned} \quad (2.14)$$

$$\text{여기서, } AP(x, t) = 2A \cos [dk(x - \frac{dw}{dk}t)] \quad (2.15)$$

Carrier waves $\cos [CE(x)]$ 는 변조 진폭 $R(x, t)$ 에 의해 변조된다. 시간과 공간의 연속 함수인 진폭 $R(x, t)$ 은 파의 envelop로 정의 될 수 있다. Carrier waves는 위상속도 $C_r = \omega/k$ 로 전파되나 파의 envelope는 군속도 $C_g = d\omega/dk$ 로 전파된다.

쇄파가 일어나지 않는다면 표면파 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$\xi(x, t) = -A_i \cos (k_i x - \omega_i t + \pm \phi_i) \quad (2.16)$$

여기서 A_i, k_i, ϕ_i 는 각각 i 번째 성분파의 진폭, 파수와 위상을 나타낸다.

간단히 한 고정된 지점 $x = 0$ 에서 고려하면

$$\mathcal{E}(t) = -A_r \cos (w_i t - \pm_i) \quad (2.17)$$

Random noise 분석에서 Rice (1944)는 midband frequency라 일컫는 임의의 대표 주파수 w_0 를 설정하여 envelope 함수를 정의하였으며, 식(2.17)를 식(2.13)의 형태로 유도했다.

$$\begin{aligned} \mathcal{E}(t) &\approx -A_r \cos [w_0 t + (w_i - w_0)t - \pm_i] \\ &\approx -A_r \cos [(w_i - w_0)t - \pm_i] \cos (w_0 t) - A_r \sin [(w_i - w_0)t - \pm_i] \sin (w_0 t) \\ &= \sqrt{R_c^2(t) + R_s^2(t)} \cos [w_0 t + \mathcal{T}(t)] \end{aligned} \quad (2.18)$$

여기서,

$$\begin{aligned} R_c(t) &= -A_r \cos [(w_i - w_0)t - \pm_i] \\ R_s(t) &= -A_r \sin [(w_i - w_0)t - \pm_i] \\ \mathcal{T}(t) &= \tan^{-1} \left[\frac{R_s(t)}{R_c(t)} \right] \end{aligned} \quad (2.19)$$

$$R(t) = \sqrt{R_c^2(t) + R_s^2(t)} \quad (2.20)$$

는 envelope 함수로 정의된다. Envelope 함수 $R(t)$ 는 mid-band 주파수에 관계없이 유일하게 정의됨을 보여줄 수 있다.

$$R(t) = \sqrt{[-A_r \cos [(w_i - w_0)t - \pm_i]]^2 + [-A_r \sin [(w_i - w_0)t - \pm_i]]^2} \quad (2.21)$$

$$R^2(t) = -A_m A_n \cos [(w_m - w_n)t - (\pm_m - \pm_n)] \quad (2.22)$$

총 에너지의 시간 그리고 공간 변화는 $\mathcal{E}^2(t)$ 에 비례하여

$$\begin{aligned} E(t) &\approx -A_i A_j \cos [(w_i - w_j)t - (\pm_i - \pm_j)] \\ &\approx -A_i A_j \cos [(w_i + w_j)t - (\pm_i + \pm_j)] \end{aligned} \quad (2.23)$$

식 (2.23)의 첫째 항은 천천히 변화하는 파랑 에너지 성분으로 공학적으로 매우 중요하다. 시간적으로 천천히 변화하는 파랑 에너지는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$E(x, t) \propto R^2(x, t) \quad (2.24)$$

이것은 해양 구조물에 미치는 2차 파력이 파랑 envelop 함수의 제곱에 비례함을 알 수 있다.

파랑 에너지 packet의 중앙에 일어나는 carrier 파는 연속적으로 큰 파고를 가질 수

있다. 그리하여 파랑 Group은 연속적으로 큰 파 즉 천천히 변하는 파랑 에너지 성분이 주위보다 큰 packet를 말한다.

위의 식(2.20)로 정의되는 envelope 함수는 표면파가 Gaussian 분포를 할 때 Rayleigh 분포를 가지는 명백한 통계적 특성을 가진다. 파랑 에너지 스펙트럼만으로는 파랑 에너지의 시, 공간 변화를 적절히 나타낼 수 없다. 관측된 해파를 더욱 현실적으로 나타내기 위해서는 파랑 에너지 스펙트럼뿐만 아니라 위상 정보의 주요한 결과로 나타내는 파의 envelope 정보도 분석하는 것이 타당하다고 본다.

상기 식(2.20)에서 정의된 파랑 Envelop 함수는 다음과 같은 여러 방법으로 분석할 수 있다.

1) $\mathcal{E}^2(t)$ 의 시계열을 이용하는 방법

위의 표현에서

$$\begin{aligned} \mathcal{E}^2(t) &\approx R^2(t) \cos [w_0 t - \pm] \\ &\approx 1/2 R^2(t) + 1/2 R^2(t) \cos [2w_0 t - \pm] \end{aligned} \quad (2.25)$$

$1/2 R^2(t)$ 항은 위의 \mathcal{E} 의 Low Pass Filter로서 얻을 수 있다.

Funke(1979)는 triangular window를 이용하여 low pass filter하는 것을 제의했다.

$$R^2(n) = \sum \mathcal{E}^2(n-m) W(m) \quad (2.26)$$

여기서 $W(m)$ 는 window function을 나타낸다.

1. $\mathcal{E}^2(t)$ 의 스펙트럼을 구한다음 그 스펙트럼에서 고주파 성분을 filter 하는 방법

2. $\mathcal{E}^2(t)$ 를 삼각형 혹은 cosinebell 같은 window 함수로 convolution 시킨 다음 스펙트럼을 구하는 방법

위의 두 방법은 고주파 성분을 시계열에서 제거하느냐 혹은 주파수 영역에서 제거하느냐의 차이이다.

2) Hilbert transformation을 이용하는 방법

Envelope의 제공은

$$R^2(t) = [-A_r \cos (w_1 t - \pm_i)]^2 + [-A_r \sin (w_1 t - \pm_i)]^2 = \mathcal{E}^2(t) + \mathcal{E}^2(t) \quad (2.27)$$

여기서 $\mathcal{E}^2(t)$ 는 $\mathcal{E}(t)$ 의 Hilbert Transformation을 나타낸다. Hilbert transformation (HT)은 단지 모든 성분파의 위상을 $-1/2\pi$ 만큼 이동시킨다. 그리하여 그 전달 함수는

$$H(w) = i \text{Sgn}(w) \quad (2.28)$$

여기서 $\text{Sgn}(x)$ 는 sign함수로 아래와 같이 주어진다.

$$\text{Sgn}(x) = \begin{cases} 1 & \text{if } \tilde{x} > 0, \\ 0 & \text{if } \tilde{x} = 0 \\ -1 & \text{if } \tilde{x} < 0, \end{cases} \quad (2.29)$$

$Y(w)$ 를 함수 표면 $\mathbf{X}(t)$ 의 Fourier변환, $\mathbf{Y}^P(t)$ 를 $\mathbf{X}(t)$ 의 Hilbert변환이라고 하면

$$\begin{aligned} y(t) &\& \mathcal{F}^{-1}[-i \text{Sgn}(w) Y(w)] \\ &\& \mathcal{F}^{-1}[-i \text{Sgn}(w)] * \mathcal{F}^{-1}[Y(w)] \end{aligned} \quad (2.30)$$

여기서 \mathcal{F}^{-1} 는 inverse Fourier 변환, 그리고 *는 convolution 적분을 나타낸다.

Impulse response of the filter, $\mathbf{h}(t)$ 는

$$\mathbf{h}(t) = \mathcal{F}^{-1}[H(w)] = \mathcal{F}^{-1}[-i \text{Sgn}(w)] \quad (2.31)$$

따라서 $y(t)$ 의 Hilbert 변환은

$$\begin{aligned} \mathbf{Y}^P(t) &\& \frac{1}{\pi} * \mathbf{X}(t) \\ &\& \int \frac{\mathbf{X}(t-\tau)}{\tau} * \mathbf{X}(t) d\tau \end{aligned} \quad (2.32)$$

제한되고 수치화된 파랑 기록의 분석에서는

$$\begin{aligned} \mathbf{Y}^P(n) &= \frac{2}{\pi} [\{\mathbf{X}(n-1) - \mathbf{X}(n+1)\} + \{\mathbf{X}(n-3) - \mathbf{X}(n+3)\} + \dots \\ &\quad \& \{\mathbf{X}(n-NL) - \mathbf{X}(n+NL)\}] \end{aligned} \quad (2.33)$$

여기서 NL 은 convolution limit를 나타낸다.

3) Fourier 변환을 이용하는 방법

파랑 envelope 자승의 스펙트럼은 표면파 $\mathbf{X}(t)$ 의 Fourier coefficients로부터 바로 구할 수 있다.

$$S(t) = R^2(t) = -a_i a_j \cos [(w_{i_r} - w_j)t - (\pm_{i_r} - \pm_j)]$$

$$S(w_k) = C_k \cos [(w_k t - \pm_k)] \quad (2.34)$$

여기서

$$C_k = [-a_i a_j \cos (\pm_{i_r} - \pm_j)(i - j - k)] + [\text{Sgn}(i - j) a_i a_j \sin (\pm_{i_r} - \pm_j)(i - j - k)]$$

$$C_k = [-(c_i c_j + s_i s_j)(i - j - k)] + [\text{Sgn}(i - j)(s_i c_j - c_i s_j)(i - j - k)]$$

(2.35)

$$w_{i_r} = idw, \quad c_i = a_i \cos (\pm_{i_r}), \quad s_i = a_i \sin (\pm_{i_r})$$

여기서 \pm_i 는 i 번째 성분파의 위상이다.

제 3 절 지상 원격 탐사 파랑 관측

3.1 개요

80년대 말에 계획하여 설치 운영한 파랑 관측 시스템은 파랑 산출 시스템을 지원하기 위해 파랑 관측의 표준으로 널리 이용되는 Wave-rider Buoy를 이용하여 수행해 왔다. 정밀 2차원 파랑 스펙트럼을 관측하기 위한 Directional Wave-rider Buoy는 고가 장비로 선박과의 충돌 등으로 인한 파손, 유실 등으로 장기간 지속적으로 성치 운영하는데는 위험 부담이 많았다. 제한된 재원으로 안정적이고 지속적인 파랑 관측 시스템의 운영을 위해 정상 관측은 안정적인 수압식 파고계를 이용하여 풍파와 장파의 관측을 실시하고 위험 부담이 큰 Directional wave-rider Buoy는 태풍시 등 이상 파랑시와 집중 현장 실험시에 제한된 기간에 사용하는 방법으로 수정하여 운영하고 있다. 이 경우에 문제점의 하나는 정상 관측에 중요한 파향 스펙트럼의 관측이 이루어지지 않는다는 문제이다. 안정적으로 파향 스펙트럼의 관측 방법으로 PUV 및 ADCP를 이용한 수중 관측 방법과 파랑관측 레이더를 이용하는 방법을 고려할 수 있다. PUV 또는 ADCP를 이용한 방법은 실시간 관측 시스템으로 하는데는 수중 케이블을 설치해야 하는 등 어려움이 있거나 파랑 관측 레이더는 육성에 설치하여 유리한점이 있다. 그러나 레이더식 파고계를 파랑 관측망에 채택 활용하기 위해서는 그 분석 방법에 대한 검토와 개선이 이루어져 수치모델의 정밀 검증 등에 이용하기 위해서는 파향 스펙트럼의 정확성 등에 대한 타당성 분석이 필요하며 필요하면 분석 방법의 개선이 이루어져야 할 것이다. 파향 스펙트럼 관측으로 PUV, ADCP 관측 장비와 더불어 레이더식 파고계에 자료의 분석 기술에 대한 기반 연구가 필요하다.

연안으로 입사해 오는 심해파의 경우, 파랑의 발생, 전파 및 소산 과정에 대한 지식이 많이 축적되어, 수치모델에 의해 상당히 정확한 파랑 정보를 생산하는 것이 가능하게 되었다. 하지만 연안에서, 특히 토사이동 및 연안 구조물의 설치 등에 중요한 쇄파대 지역에서의 국지적인 천해파 변형의 경우는, 국지적 지형의 영향을 매우 크게 받고 또한 파랑의 비선형성이 커서 그 매커니즘을 정확하게 이해하는 데는 아직 여러 가지 문제점

이 남아 있다. 상당히 복잡한 천해파 변형 매커니즘에 대한 수치모델의 정확성을 향상시키기 위해서는 국지 연안 일대에 대한 현장 관측 자료의 지속적인 수집 및 분석을 통한 이론적 연구와 함께 수치모델의 검증이 병행되어야 한다.

파랑 관측에는 부이식 파고계, 수압식 파고계, 음파식 파고계 등 여러 가지 현장 계측기가 사용되고 있으나, 쇄파대 일대에서는 수심의 제약 때문에 부이에 의한 관측은 적절치 못하며 또한 수압식 파고계도 파랑의 비선형성의 증가로 측정된 자료를 분석하는데 어려움이 따른다 (Lee and Wang 1984). 그리고 무엇보다도 연안에서는 파랑의 공간적 변화가 크기 때문에 고정점에서의 관측으로 모든 필요한 지점에서의 파랑 정보를 제공하는데 한계가 있다. 또한, 현장 계측기는 큰 파랑에 의한 외력의 작용으로 지속적인 유지관리에 대한 안정성 문제가 뒤따른다.

레이다식 파고계의 분석 기술 개발과 더불어 비디오 영상분석을 이용한 연안 국지 파랑 정보 생산 기술에 대한 기술 개발이 필요하여 본 절에서는 레이다식 파고계와 비디오 영상 분석 기술 등 지상 원격 탐사 기술에 대해 다룬다.

3.2 레이다 (X-band)를 이용한 파랑관측 기술

i). 서 론

해상 파랑 관측은 해안에서 발생하는 다양한 자연현상들을 이해하는 데 있어서 가장 기초적인 작업 중에 하나이며, 또한 해변보호, 항만관리, 해운안전, 해안자원관리, 인명구조 등 해안 관리활동을 지속적으로 지원하기 위해서도 필히 요구되는 작업이다. 전통적인 파랑관측의 방법은 해상에 파랑계측기를 설치하여 직접적으로 파랑을 측정하는 점측정 방식으로 부이식 파고계, 수압식 파고계, 초음파식 파고계 등을 사용하는 것이다. 하지만, 이러한 방법은 넓은 해안 지역에 걸쳐 파랑을 관측하는 데 많은 계측기를 설치해야 하며, 이로 인하여 많은 인력과 관리비용이 소요된다. 뿐만 아니라, 폭풍 해일이나 부주의한 인근 어로활동 때문에 계측기들이 분실되는 위험이 크다.

이러한 현장 측정 방법의 단점을 보완하기 위하여, 항공기 및 인공위성에 탑재 광학센서, HF 레이다 및 X-band 레이다 등을 활용한 원격측정 방법이 개발되어 왔다. 이 원격측정 방법은 설치 및 유지관리에 비용이 저렴할 뿐만 아니라, 한 대의 관측 장비만으로도 넓은 지역을 한 번에 관측할 수 있다는 장점을 또한 가지고 있다. X-band 레이다의 경우 반경이 3 ~ 5 km에 이르는 지역까지 관측할 수 있다. HF 레이다의 경우는 X-band 레이다에 비해서 해상도는 떨어지지만 보다 더 넓은 지역에 까지 (보통 50 km 범위) 해류 측정이 가능하다 (Gurgel et al., 1999). HF 레이다를 이용한 파랑 측정은 레이다파 송수신 장비 이외에 추가로 별도의 장비가 필요한 것으로 알려져 있다 (Hi-Res SeaSonde from Codar Ocean Sensors 웹사이트).

HF 레이다와 X-band 레이다의 측정원리는 해상파랑에 의해서 되돌아 오는 레이다파의 Bragg 효과를 이용하는 것으로 비슷하다. 하지만, 각각의 레이다가 사용하는 파장은 서로 다르다. HF 레이다는 해상에서 Bragg 산란파를 얻어내기 위하여 주파수가 3 ~ 30 MHz (파장: 10 ~ 100 m)인 전자기파를 사용하는 반면, X-band 레이다는 이보다도 더 큰 8 ~ 12 GHz범위의 주파수(파장: 2.5 ~ 3.75 cm)를 사용한다. X-band 레이다는

HF 레이더에 비해서 해운 목적으로 널리 사용되는 등 큰 시장을 형성하고 있어, 장비의 가격이 상대적으로 저렴하여 파랑관측에 보다 더 용이하게 사용될 수 있는 경제성을 갖추고 있다.

X-band 레이더를 파랑관측에 이용한 사례는 Young et al. (1985)에 의해서 처음으로 제안되었다. 그 당시에, 레이더 영상은 종이에 인쇄되어 출력되었으며, 파랑자료의 분석을 위하여 영상을 수치화하는 작업이 필요하였다. 그 이후, X-band 레이더를 이용한 파랑관측 기술이 지속적으로 발전되어 상업용 완제품으로 출시되기도 하였다. 예를 들어, WaMoS II라는 파랑관측 레이더 시스템은 Young et al. (1985) 제시한 기술적 원리를 적용시켜 개발된 제품이다 (Borge et al., 1998; 1999; Borge and Soares, 2000; Krogstad et al., 1999; Wyatt et al., 1999; Wolf and Bell, 2001; Wyatt et al., 2003). X-band 레이더를 활용한 다른 파랑관측 제품으로는 Miros 파랑 및 해류 관측 장비가 있다 (<http://www.miros.no/>). 이 Miros 장비는 레이더 안테나가 회전하지 않는 장점이 있는 반면, 측정가능 거리가 450 m 이하로 매우 짧다는 단점이 있다.

상업용 완제품으로 출시되는 파랑관측 레이더 장비들은 실제 장비구입 가격에 비해서 4 ~ 5배 비싸며, 파랑자료 분석 및 시스템 제어에 사용되는 원본 코드가 제공되지 않는 등 연구 개발에 사용하기에는 많이 불편하다. 그러므로, 본 연구에서는 X-band 레이더를 활용하여 어떻게 파랑영상을 수집하고 분석하는 지의 기술적 과정을 상세하게 파악하여 제시하고, 또한 레이더식 파고계가 가지는 한계점에 대해서도 언급하고자 한다.

ii). X-밴드 레이더의 특성

해상 항해용 X-band 레이더는 시장규모가 크고 가격이 비교적 저렴하여 구입하기가 용이하다. X-band를 이용한 파랑관측 기술개발을 위한 방안으로, 선박용 X-band 레이더 장비를 구입한 후 수집된 레이더 영상으로부터 파랑속성에 관한 자료를 분석해 낼 수 있는 소프트웨어 프로그램을 개발 및 추가하여 파랑관측에 활용하면 경제적으로 크게 절약할 수 있다. 또는, 약간 비싸긴 하지만, 파랑관측용으로 개발된 상용 레이더 시스템 (예, WaMoS II) 장비일체를 구입하여, 이 레이더 시스템에 의해서 바로 분석되어 제공되는 파랑자료와 이 레이더로부터 얻어진 영상을 활용하여 자체 개발한 파랑관측 분석 프로그램을 통한 결과를 상호 비교함으로써 개발 과정마다 검증의 실효성을 거둘 수도 있다. 본 절에서 X-band 레이더가 공통적으로 가지는 물리적 그리고 기술적 특성을 다룬다.

1. X-band 레이더의 기술적 개요

X-band 레이더의 주파수 범위는 전 절에서 언급하였듯이 약 8 ~ 12 GHz로 이 레이더 파의 파장은 약 2.5 ~ 3.75 cm의 범위를 갖는다. 이 파장의 범위는 바람(풍속 3 m/s 이상)에 의해서 해수면에 생성되는 리플들의 파장의 범위와 일치하여 실제적으로 파랑을 관측하는데 아주 중요한 역할을 한다. 하지만, 레이더를 통하여 측정하고자 하는 파랑은 이 작은 리플들이 아니며, 대신 리플들을 통하여 드러나는 보다 큰 중력파를 측정하는 것이 목적이다.

X-band 레이더를 이용하여 파랑을 측정하는 원리는 레이더의 라디오파와 해수면 리플 파랑의 상호작용에 의한 공명효과(Bragg effect: Valenzuela, 1978)를 이용하는 것이다. 공명효과로부터 반사된 라디오파가 해수면의 중력파에 의하여 산란되는 형태가 일정하게 변형되어(modulated) 실제 중력파의 형태와 유사한 모형을 이루게 된다. 이렇게 해수면 리플파랑과 중력파에 의해서 반사되고 변형되어 레이더 스캐너에 수집된 2차원(공간평면) 신호를 'sea clutter noise'라고, 시간에 따라 수집된 레이더파의 반사신호는 결국 3차원(거리-거리-시간)적인 해수면 파랑정보를 제공하게 된다. 이 3차원 레이더파 신호정보를 분석함으로써 해수면 중력파에 대한 측정이 가능하다.

2. X-band 레이더의 성능 결정인자

우선, 레이더 전자파의 파장이 해수면 리플의 파장의 크기와 비슷해질수록 더 강한 공명 현상이 발생한다. 이에 따라, 레이더 안테나가 해수면으로부터 강하게 발생하는 반사신호를 수집하기가 더 쉬어지므로, 이런 점에서 X-band 레이더는 해상 파랑을 측정하는데 큰 장점을 갖는다. 반면, S-band 레이더의 경우는 사용 주파수가 약 2.455 GHz로 전자파의 파장이 약 12 cm인데, 이는 해수면에서 발생하는 리플의 파장보다는 더 길고, 전자파와 리플 파랑 상호간에 공명현상도 잘 발생하지 않는다. 따라서, S-band 레이더는 해수면으로부터 반사신호를 수집하기가 쉽지 않다.

레이더파의 파장 외에도, 레이더 안테나의 성능 및 설치위치 또한 레이더 영상신호의 해상도에 영향을 미친다. 레이더 안테나의 길이와 회전수에 따라 해상도가 영향을 받는데, 안테나가 길수록 공간적인 해상도가 높아지며, 회전수가 높을수록 시간적인 해상도가 높

아진다. 레이더의 설치 높이와 관련해서는, 레이더의 반사신호를 가장 잘 수집할 수 있는 각도의 범위를 고려하여 설치 높이를 정하는 것이 필요하다. 그림 2.1은 레이더 안테나가 반사신호를 수집할 수 있는 최적정 범위를 보여주고 있다.

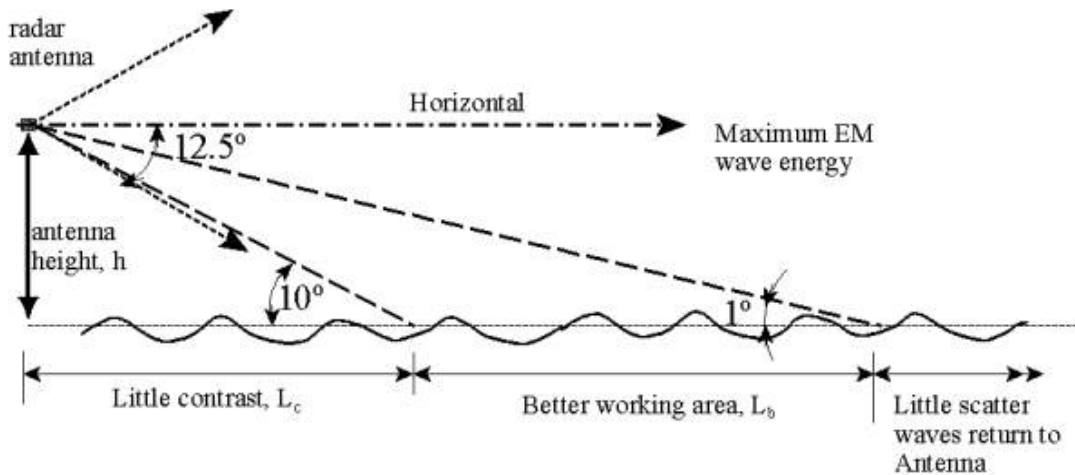


그림 2.11 . 레이더를 이용하여 해상 파랑을 관측할 수 있는 최적정 범위 (L_b).

일반적으로, 안테나로부터 방사된 전자파는 수평면을 중심으로 25° 범위 안에서 상하로 퍼져나간다. 이 중에서 수평면의 상부(하늘)를 향하여 방사되는 파는 되돌아 않으므로 의미가 없고, 하부(해상)를 향하여 방사되는 파만이 해상 파랑을 측정하는데 사용될 수 있다. 레이더파의 방사각도의 범위가 25° 임을 고려하면, 실제로 해수면의 파랑을 유효하게 측정할 수 있는 범위는 수평면 아래 약 $1^\circ \sim 12.5^\circ$ 사이에 위치하는 해상 지역이다. 레이더 안테나의 설치 높이에 따라 확보할 수 최적정 관측범위(L_b)를 그래프로 그려보면 그림 2.2와 같다. 이 그림은 설치위치를 높이 올릴수록 최적정 관측거리도 늘어나는 것을 보여주고 있다. 예를 들어, 해안선으로부터 반경 1.5 Km 이내 지역에 대해서 파랑을 관측하기 위해서는 설치높이가 30 m 정도 되어야 함을 알 수 있다.

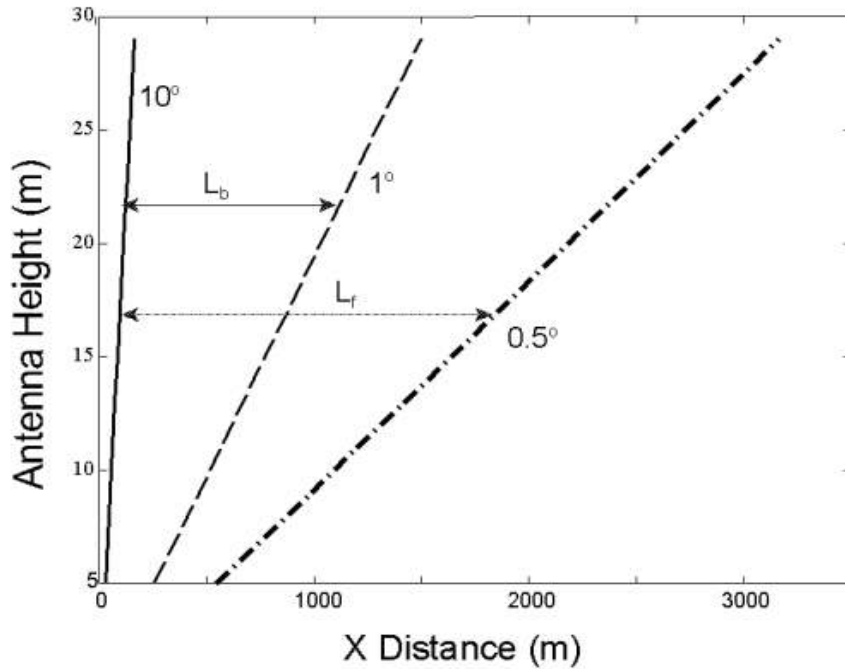


그림 2.12 레이더 안테나의 설치 높이에 따른 최적정 관측 (L_b) 및 관측가능 (L_f) 범위.

iii). 레이더 관측 장비의 구성

여기서는 레이더를 이용하여 파랑을 관측하는데 필요한 장비 및 설치기술에 대해서 언급하고, 또한 레이더 영상이 얻어지는 과정에 대해서 상세히 기술한다.

1. 시스템 제어

레이더 시스템을 구성하는 대표적인 장치부품들과 이 시스템을 제어하는 계통도가 그림 2.13에 제시되어 있다. 일반적으로 모든 장비 부품들은 개인용 컴퓨터 안에 설치된다. 주 제어장치는 TFX-11라는 마이크로 컨트롤러이다. 이 마이크로 컨트롤러의 기능은 1) 자료수집을 위한 레이더 작동 4분전에 레이더를 켜고, 2) 레이더 작동 2분전에 컴퓨터의 자료수집 장치를 준비시키고, 3) 레이더 작동 1분전에 레이더의 안테나 회전을 시작하고, 4) 자료수집이 끝난 후에는 레이더를 끌 수 있도록 설정할 수 있다.

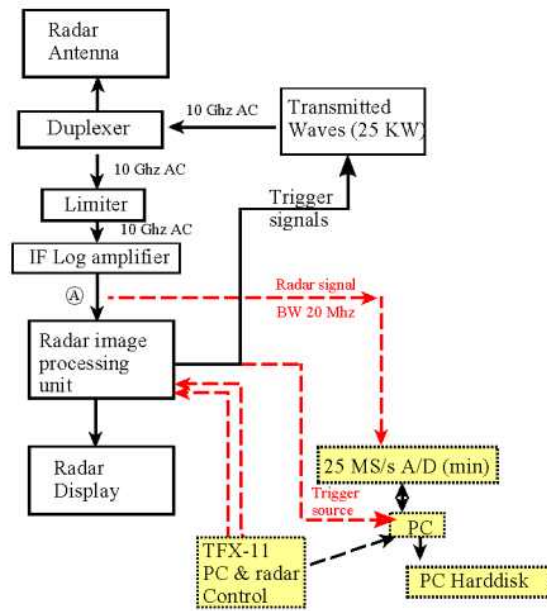


그림 2.13 파랑관측 레이더 시스템의 계통도. 점선박스는 파랑관측을 위해 새로 추가된 장치이며, 굵은 선 박스는 레이더 제조사에서 제공하는 장치이다. 전선 화살표는 파랑자료 수집 명령을 통제하는 신호의 흐름을 나타낸다.

위의 처음 세가지 동작기능은 그림 2.14의 Nais TF2-12v Telcom 라는 계전기에 의해서 활성화되거나 혹은 비활성화되는 데, 이 계전기는 정상시에 회로신호를 담고 있다가 펄스신호를 보냄으로써 위의 세가지 기능을 활성화시킨다. 이 계전기의 운전은 BASIC 언어를 사용하여 프로그램되어 있으며, 이 계전기로의 명령 입출력은 NEC PS2506라는 광분리기 (opto-isolator) 장치를 통하여 이루어진다. 마지막 레이더의 끄 기능은BASIC 프로그램의 입출력 명령에 의해서 작동된다.

일반적으로, 대부분의 레이더 시스템은 위의 동작기능 체계로 이루어져 있다. 레이더 시스템 동작과정에서 가장 기술을 필요로 하는 부분은 전류와 총 전압을 통제하는 계전기에 관한 부분이다. 예를 들어, Furuno 8251 레이더를 운영하는 데는 Nais TF2-12v Telcom 정도의 계전기와 80 mA DC-to-DC (5 ~ 15 V 전압변위) 정도의 전원 공급장치를 사용하면 충분하다. 하지만, 다른 종류의 레이더를 사용할 경우에는 동일 제조사에서 만들어졌다고 할지라도 (예, Furuno 1510 모델) 이에 맞는 계전기와 전원 공급장치를 찾아야 한다.

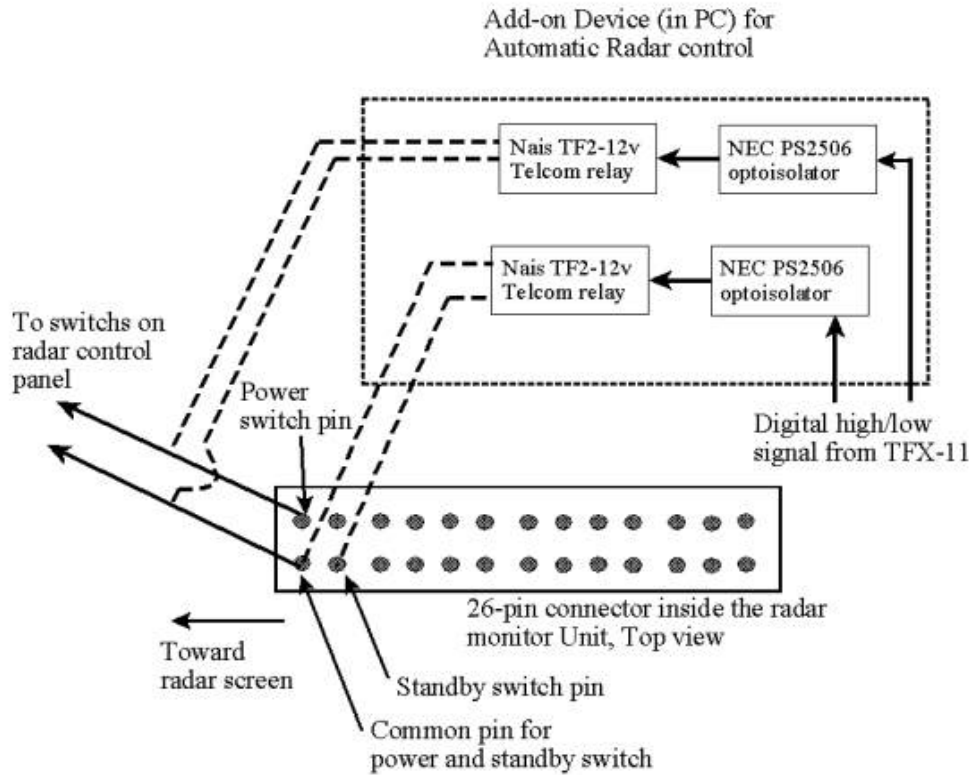


그림 2.14 FURUNO 8251 레이더 동작제어의 계통도.

2. 레이더 영상 수집을 위한 레이더파 송수신

일반적으로, 항해용 X-band 레이더는 레이더파를 전송하고 반사파를 수신하는 데 같은 안테나를 사용한다. 이 두가지 송신파와 수신파는 서로 다른 수준의 전자파에너지를 갖는다. 송신파는 6~75 Kw의 범위의 에너지를 갖지만, 수신파는 밀리와트의 수준의 낮은 에너지를 갖는다. 따라서, 수신파의 해상도를 높이기 위해서는 신호를 증폭시킬 장치가 필요하다. 또한, 파의 에너지가 강한 송신파가 수신파를 간섭하지 않도록 하기 위해서는 송수절환기(duplexer)와 제 한기(limiter)가 필요하며, 그림 3.1과 같이 안테나와 증폭변조기 사이에 설치된다. 송수절환기는 강한 신호가 접수되면 증폭변조기로 신호가 전달되는 것을 막아주고, 제한기는 증폭변조기로 들어갈 수 있는 신호의 크기를 제한한다. 증폭변조기, 송수절환기, 제한기 등은 항해용 레이더 제조사에서 제공한다.

컴퓨터 내부에 장착된 X-band 레이더 시스템 제어를 위한 부품들을 제외한 컴퓨터 외부의 레이더 장치들은 크게 두가지 구성단위로 나눌 수 있다. 이것은 1) 레이더 안테나 및 기어헤드 부분과 2) 레이더 제어 및 모니터 부분이다. 레이더파는 레이더의 첫번째 구성요소에서 생성되며, 레이더 송수신파의 선별 제어는 두번째 구성요소에서 이루어진다. 외부로부터 반사되어 오는 수신파는 레이더의 첫번째 구성요소에서 인식되어 두번째 부분으로 전송된다. 이러한 이유로 이 두가지 구성요소들을 연결하는 반사파 신호 전송용 케이블이 요구된다. 그리고, 외부로부터 수신된 레이더파의 영상은 제조사에서 제공하는 모니터에 출력되며, 동시에 컴퓨터로부터 레이더 수신파를 저장하라는 실행명령 신호에 의거해서 레이더 자료 저장장치에 디지털 파일로 저장된다 (그림 2.12 참조).

그림 2.15은 위의 두가지 구성요소들을 연결하는 커넥터를 보여주고 있다. 일반적으로, 레이더 수신과는 코액시얼 케이블을 통하여 레이더 제어 및 모니터 부분으로 전송된다. 이 외에 레이더 안테나에 신호명령을 알리는 트리거 신호를 보내는 커넥터상의 핀 번호는 제조사에서 제공하는 매뉴얼로부터 확인할 수 있다. 예를 들어, 그림 2.15의 노란색과 검정색은 Furuno 8251 레이더 모델 커넥터의 트리거 신호 및 접지를 위한 핀에 연결되어 있다.

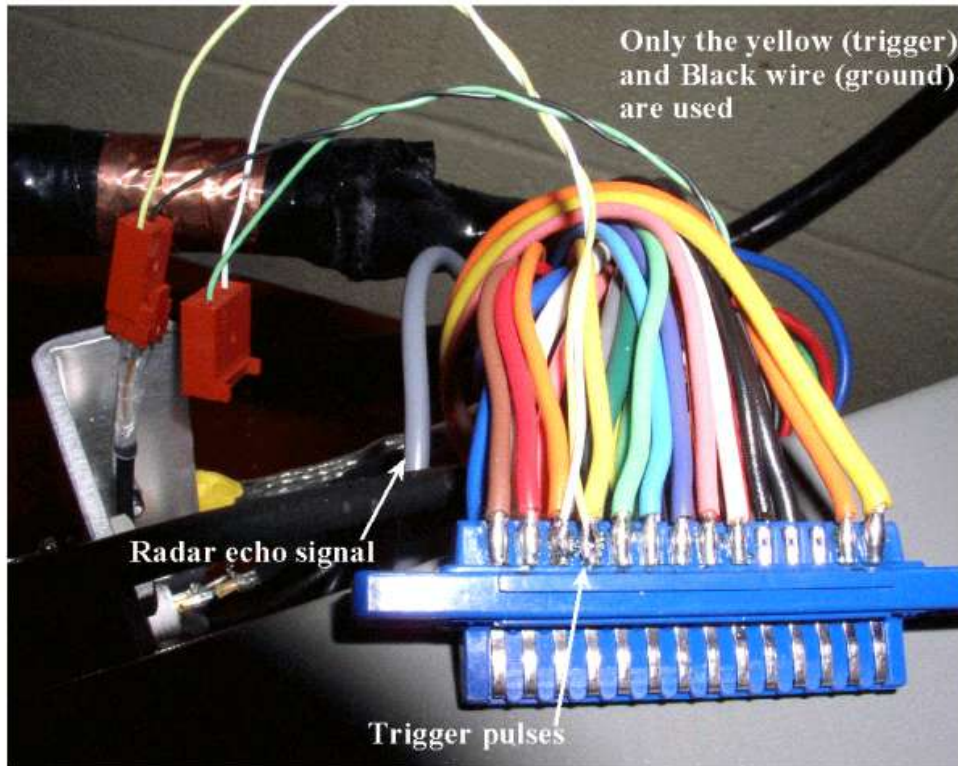


그림 2.15 레이더 안테나 및 기어 장비와 레이더 제어 및 모니터 장비간의 신호를 연결하는 커넥터.

3. 레이더 영상자료 수집을 위한 프로그래밍

초고속 ADC 인터페이스 장치에는 레이더 영상 디지털라이징을 위한 두 개의 입력채널(채널 A와 채널 B)이 있다. 이 두개의 채널중 하나는 외부로부터 레이더 트리거를 받아들이기 위해서 쓰이고, 다른 하나는 레이더 수신파를 받아들이는 데 쓰인다.

이를 위한 프로그램에서, 첫번째 실행하는 일은 그림 2.16에서 보여지는 것처럼 첫번째 레이더 동작개시 펄스신호 t2를 인식하는 것이다. 이 그림에서 t1과 t3는 레이더 회전동작의 끝을 알리는 펄스신호이다. 시간 t2와 t3사이에서 펄스신호가 475us 간격으로 입력되며, 펄스신호 간격이 1000us이상 차이나게 되면 마지막 펄스신호 시간을 t3로 인식하여 안테나의 회전을 멈춘다. 보통 t2와 t3사이의 펄스신호의 개수는 1747개(혹은 1750개)이며, C 프로그램이 시간 t3를 인식하게 되면 다음 펄스신호 t4까지 기다린다.

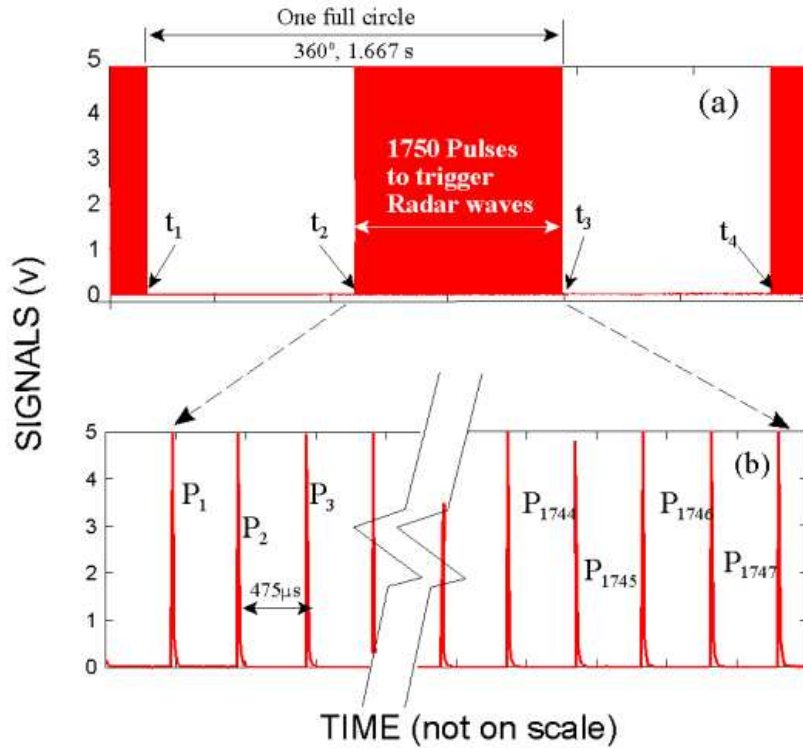


그림 2.16 레이더 영상자료 수집을 위한 레이더 동작 펄스신호의 알고리즘. 펄스신호 P1은 자료수집 개시를 알리며, 시간 t1와 t2사이에는 펄스신호가 없다.

이 프로그램은 첫번째 펄스신호를 인식함으로써 ADC를 시작하지만, 바로 레이더의 수신 영상을 바로 기록하진 않는다. 안테나의 회전속도가 정상상태에 이를 때까지 약 10회전 정도는 지나친다. 이 프로그램의 두번째 실행작업은 레이더의 수신영상을 수치화하는 일이다. t2와 t3사이에 주어진 펄스신호 1750개 만큼 모든 레이더의 수신파를 수치화하진 않는다. 여기서는 각 4개의 펄스신호 중에서 처음 펄스신호에 해당하는 수신파만 수치화하며, 이 정도의 수신파 기록만으로도 충분한 해상도를 갖는다.

4. 레이더 영상자료 수집실험

이 절에서 기술된 X-band 레이더 파랑관측 시스템을 우리나라 해안에서의 파랑관측 및 모니터링에 적용해 보고자, 2004년도에 동해 경북 포항시 인근 해안(송라면 화진리)에서 레이더 관측실험을 수행한 바 있다 (그림 2.17 참조). 이 실험에서는 WaMoS II 레이더 파랑관측 시스템을 사용하여 영상자료 및 파랑관측 분석자료를 수집하였다. 레이더의 설치는 반사파의 영향을 최대한 적게 받도록 하기 위하여 모래 해변으로 이루어진 화진 해수욕장 근처에 설치되었으며(설치좌표: 36° 15'13.97"N, 129° 22'21.82"E), 레이더 안테나는 평균 해수면으로부터 약 30 m 높이에 설치되었다. 이지역 해안선(이후, 레이더 영상자료 처리과정에서 x축으로 사용)은 정북방향에서 서쪽으로 약 30도 정도 기울어져 있으며, 이 각도는 이후 파랑의 입사파를 결정하는데 고려될 것이다. 예를 들어, 동쪽방향 입사하는 파랑의 입사각은 양의 x축(해안선)에 대해서 60° (= 90° - 30°)로 계산된

다.



그림 2.17 2004년 12월, 경북 포항시 인근 동해 연안에서 실시한 레이더 파랑관측 실험의 장소 및 레이더의 측정 범위 (위성영상 사진 출처: map.naver.com).

그림 2.18은 이 지역에서 얻어진 레이더 영상의 한 예로 해상 파랑의 형태가 선명하게 인식된 것을 볼 수 있다. 특히, 레이더 영상범위의 중간지역에서 파랑의 형태가 보다 뚜렷하게 나타나는 반면, 해안선 양 끝부분에서는 그 형태가 희미해진다. 이는 이 지역에서 레이더와의 방향과 해상 파랑의 파봉선이 평행하여 레이더의 반사파가 약하게 나타나기 때문이다. 해안선 중앙에 보이는 반원의 빈공간은 레이더의 반사파가 잡히지 않는 블라인드 지역이다.

비교적 레이더 설치 위치 가까이에서 잡히는 화면상의 물체는 실제 레이더로부터 거리보다 더 먼 거리에 있는 것처럼 나타난다. 예를 들어, 그림 3.6에서 레이더 위치의 해안선 가까이에 흰색 곡선띠가 나타나 있다. 이는 파랑 파봉선의 쇄파로 발생하는 거품이 레이더파를 강하게 반사시켜 형성시킨 선이다. 해안선이 거의 직선이기 때문에 이 파봉선 또한 레이더 화면상에 직선으로 나와야만 한다. 하지만, 실제로는 위에서 언급한 것처럼 레이더 위치 가까이에서는 곡선의 형태를 보이고 있다. 이러한 왜곡현상은 레이더파가 설치된 높이에서 수직방향으로 상대적으로 넓게 (약 25도 간격으로) 이 근접지역에 투사되기 때문에 나타나는 부동출부 (side-lobe) 효과 때문이다 (그림 2.18). 레이더 위치에서 가까운 거리 L_b 로부터의 레이더 반사파의 신호강도가 이 보다 더 멀리 떨어져 있는 L_t 의 거리에서 반사되는 신호강도에 비슷하게 나타나서 생기는 현상이다. 만약 이 부동

출부 효과가 없다면 레이더 근처에서 과량의 쇄파선은 블라인드 영역에 가리워져 나타나지 않을 것이다. 이러한 왜곡현상은 레이더의 설치높이를 적절하게 조정하거나 설치위치를 해안선으로부터 좀 더 떨어진 육지쪽에 설치함으로써 최소화할 수 있다.

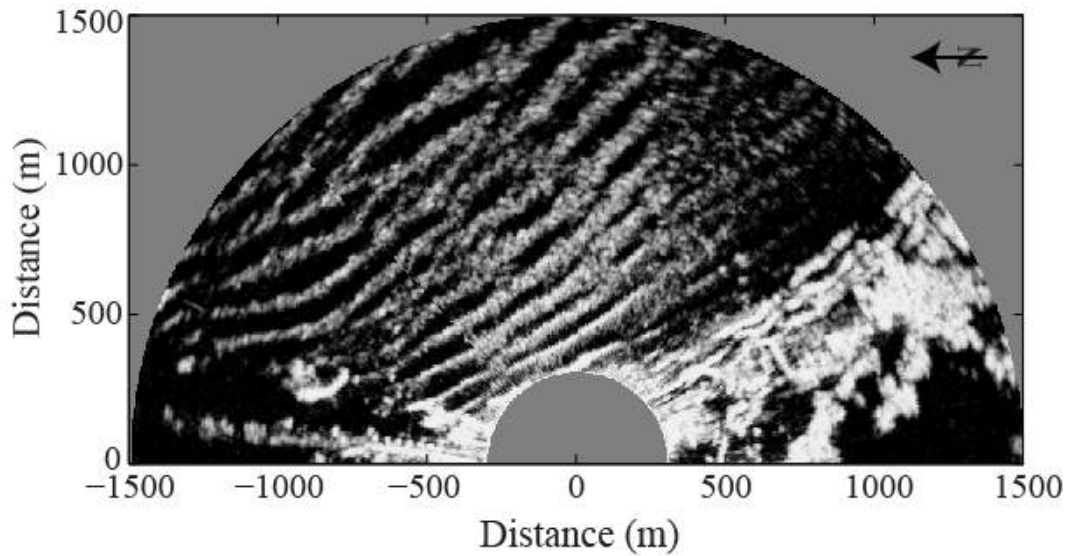


그림 2.18 레이더를 통하여 수집된 포항시 화진 해수욕장 인근 연안 영상 (2004년 12월 5일 23:40시 촬영).

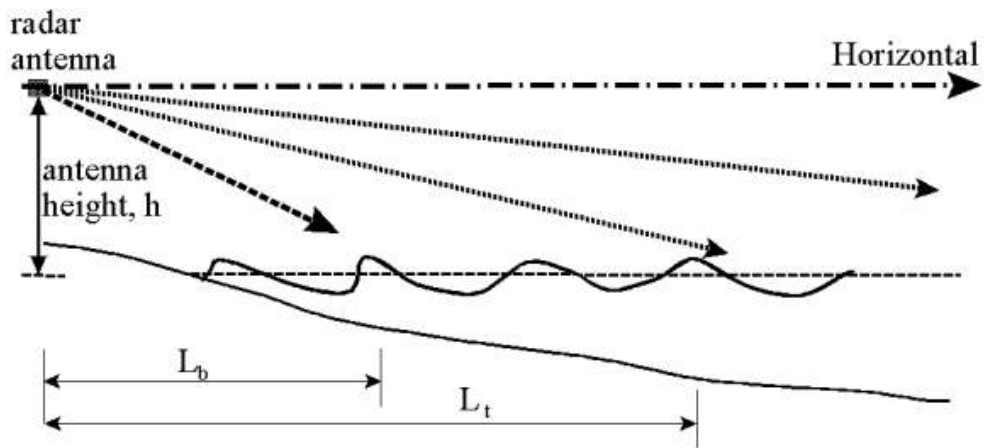


그림 2.19 레이더 설치위치의 근접지역(그림 3.6에서 반경 약 500 m 이내 지역)에서 나타나는 부동출부 효과(side lobe effect)를 설명하는 그림.

iv). 레이더 영상자료의 분석

본 절에서는 레이더 영상자료를 분석하는 데 쓰이는 파랑 스펙트럼 분석의 원리에 대해서 설명한다. 레이더 영상자료는 공간-공간-시간이라는 3차원 공간을 구성하기 때문에, 일차원 스펙트럼 분석에서 시작하여 3차원 스펙트럼 분석까지 설명한다. 또한, 인위적으로 생성한 파장신호를 이용하여 스펙트럼 분석결과의 타당성을 검증한다.

1. 자료분석의 원리

우선, 일차원 및 이차원 파랑신호 스펙트럼 분석기법을 사용하여 파랑신호의 분석 과정을 보여줌으로써 푸리에 변환에 대한 개념에 대해서 이해한다.

1.1 일차원 파랑신호 스펙트럼 분석

바다위 어떤 한 지점에서 해수면의 높이변화를 측정한 파랑신호를 $\eta(t)$ 라고 하면, 시간도메인상의 변수 t 로 표현되는 이 파랑신호는 푸리에 변환에 의하여 다음과 같이 주파수도메인상의 주파수 변수 f 로 표현되는 함수로 변환된다.

$$F(f) = \int_{-\infty}^{\infty} \eta(t)e^{-ift} dt \quad (2.35)$$

여기서, i 는 허수를 ($i^2=-1$) 나타낸다. 위 식은 무한시간 길이의 파랑신호 자료에 대한 것이다. 유한시간 길이의 이산된 파랑신호 배열자료에 대해서는 고속 푸리에 변환(Fast Fourier Transform: FFT)이라는 알고리즘을 주로 사용하며, 배열자료의 길이 n 은 256 ~ 4096까지 이진배수를 보통 사용한다. 식 2.35에서 시간변수 t 대신에 공간변수 x 와 y 가 사용될 수도 있다. 파랑신호의 1차원 시간배열 자료에 대한 FFT의 실행은 같은 배열 길이의 1차원 복소수배열 자료를 생성한다. 예를 들어, FFT 실행결과 복소수배열은 $F(f) = R(f) + iG(f)$ 로 표현이 가능하며, R 과 G 는 F 의 실수부와 허수부를 나타낸다. 위의 복소수와 켈레복소수의 곱(R^2+G^2)은 에너지 스펙트럼으로 일컬어지며, m^2/Hz 의 단위를 갖는다.

주파수의 해상도 df 는 $df = 1/(n \cdot dt)$ 로 정의되며, 여기서 dt 는 파랑신호를 측정하는 시간간격을 나타낸다. 그림 2.20(a)는 12개의 서로 다른 파랑을 중첩시켜서 한 지점에서 파랑신호를 인공적으로 발생시킨 것으로써, 시간간격 $dt = 2$ s를 사용하여 1024개의 점 자료를 수집한 것이다. 그림 2.20(b)는 위의 파랑신호에 대한 에너지 스펙트럼 계산 결과이다. 그림 2.20(b)의 x 축을 보면, x 축의 범위가 $0 \sim 1/dt$ Hz (여기서는 0.5 Hz)인 것을 확인할 수 있다.

이론적으로, 자료의 배열길이가 무한대일 경우, 주파수 도메인은 음의 무한대에서 양의 무한대의 범위를 갖는다. 하지만, 자료의 배열길이가 유한할 경우, x 축 주파수의 범위는 $-0.5/dt$ 에서 $0.5/dt$ 까지 표현된다. 시계열 파랑신호의 에너지 스펙트럼 계산후, 주파수도메인상의 주파수 범위 변경에 따른 에너지 스펙트럼을 재구성할 필요가 있다. 그림 2.20(b)와 그림 2.20(c)사이에서 보여지는 것처럼, 일차원 에너지 스펙트럼 후반부를 그대로 떼어다가 전반부에 놓고, 그전에 전반부에 있던 스펙트럼 결과를 그대로 후반부에

갖다 놓는다. 전통적으로 에너지 스펙트럼을 표현하는 방법은 양의 주파수 범위에 해당하는 분석결과만을 사용하여 왔다 (즉, 그림 2.20(b)의 전반부, 혹은 그림 2.20(c)의 후반부만 표현. 그리고, y축 에너지 값은 2배 증가되어 표현).

1.2 이차원 파랑신호 스펙트럼 분석

물리적 일차원 선상(x: 단위 m)을 따라 파랑신호를 측정된 시계열(t) 자료를 $\eta(x,t)$ 라고 했을 때, 이 2차원 자료를 다음식과 같이 정의된 2차원 푸리에 변환을 이용하여 주파수(f)-파수(k) 도메인상으로 변환시킬 수 있다.

$$F(f, k) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \eta(t, x) e^{-ift} e^{-ikx} dt dx \quad (2.36)$$

여기서, kx 는 무차원 변수이기 때문에, 파수 k 는 $1/m$ 의 차원을 갖어야 한다. 즉, k 는 파장 L 의 역수로, 삼각함수의 편의성을 활용하기 위하여 2π 를 계수로 포함하여 $k = 2\pi/L$ 로 정의된다. 식 2.36에서 변수 t 와 x 대신에 ω 와 ω 를 사용할 수도 있다. ω 와 ω 가 사용될 경우, 에너지 스펙트럼은 $F(kx, ky)$ 로 표현되며, 아래첨자 x 와 y 는 각각 x 와 y 축 방향으로 분리된 파수벡터 성분을 나타낸다.

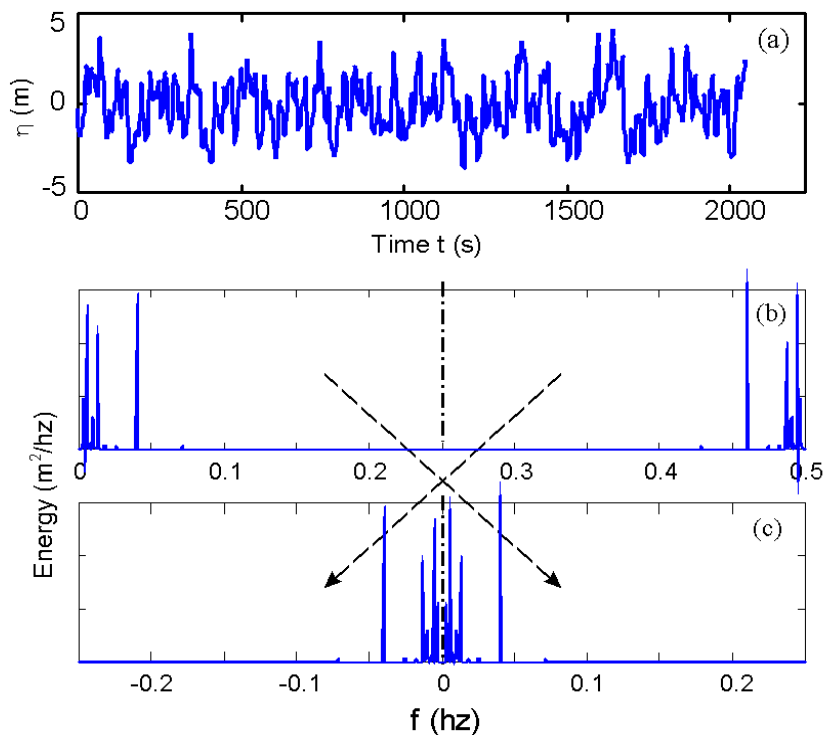


그림 2.20 인공적으로 생성된 시계열 파랑신호의 예와 에너지 스펙트럼 결과. (a) 서로 다른 12개의 단위 파랑들로 중첩되어 생성된 파랑신호 $\eta(t)$, (b) FFT 계산 후 얻어진 $F(f)$ 와 이의 켈레복소수와와의 곱으로 생성된 에너지 스펙트럼, (c) (b)의 재구성된 에너지 스펙트럼.

일차원 FFT 계산과 유사하게, 이차원 FFT 계산을 통하여 2차원 스펙트럼 분석을 시행할 수 있다. 예를 들어, 인공적으로 생성한 2차원 공간 파랑신호 자료를 이용하여 2차원 스펙트럼 분석을 시행하는 과정은 다음과 같다. 먼저, 2차원 공간 파랑신호 자료는 다음 식을 이용하여 생성할 수 있다.

$$\eta(x,y) = a_j \cdot \cos[k_j \cdot \cos(\theta_j) \cdot x + k_j \cdot \sin(\theta_j) \cdot y - \phi_j] \quad (2.37)$$

여기서, 서로 다른 5개의 단위 파랑(이하 단색파)을 중첩시켜 생성할 경우, $j=5$ 가 사용되며, 그림 2.21는 이에 대한 예를 보여준다. 모든 단색파의 진폭은 (즉, a_j) 1 m 이고, 각 단색파의 주기는 각각 $T = 4, 5, 7, 8$, 그리고 10 s 이다. 각 단색파의 입사각은 $\theta = 160, 100, 60, -65$, 그리고 10 도이며, 각 파의 위상은 $\phi = 30, 70, 50, 20$, 그리고 0 도이다. 심해 수심조건이라는 가정하에서, 파수 k 는 $k = (2\pi)/gT^2$ 으로 결정되었다. 그림 2.21에 사용된 2차원 파랑장을 위한 공간의 규모는 x축 및 y축 방향으로 각각 1280 X 640 m로 격자(pixel)당 해상도는 10 m가 사용되었다. 즉, 평면 공간 도메인은 128 X 64 픽셀의 격자점을 갖는다. 만약, 수심(h)이 심해조건이 아니고 일정 수심을 갖는다면, 파수는 다음의 선형 파랑분산식 $\sigma^2 = (2\pi/T)^2 = (gk) \cdot \tanh(kh)$ 을 이용하여 구할 수 있다.

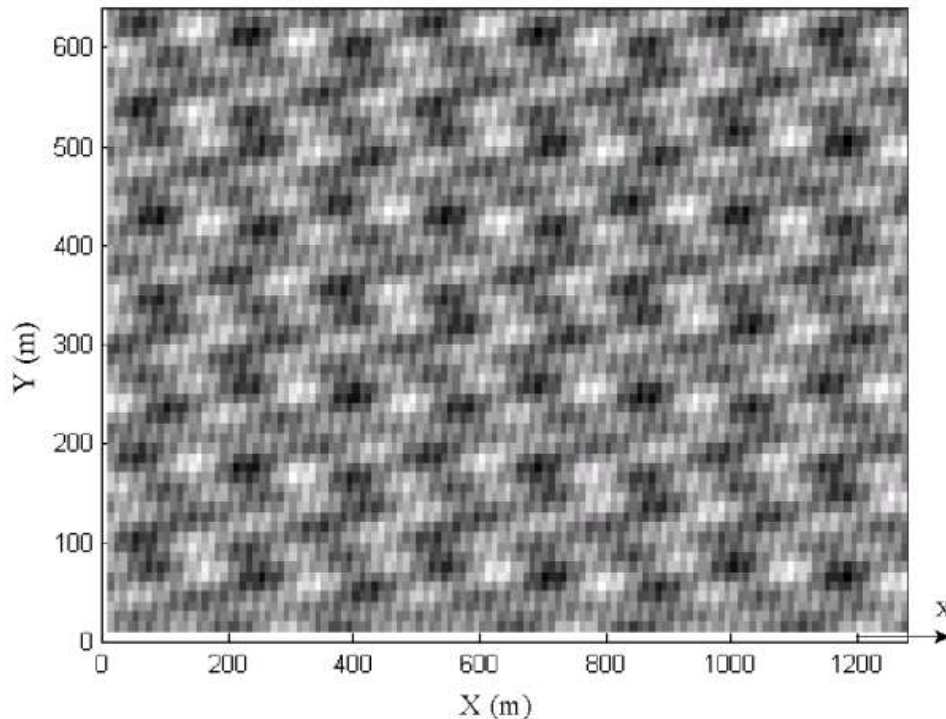


그림 2.21 인공적으로 생성된 2차원 공간 파랑신호 이미지. 각 파의 진폭은 모두 같으나, 주기가 $T = 4, 5, 7, 8$, 그리고 9 sec로 서로 다른 5개의 단색파를 중첩시켜 생성되었으며, 각 파의 입사파향 및 위상도 서로 다름.

그림 2.22은 그림 2.21에서 제시된 2차원 파랑 이미지로부터 얻어진 2차원 에너지 스펙트럼 결과를 보여준다. 이 에너지 스펙트럼으로부터 입사파향 및 파수가 서로 다른 5개

의 단색파를 식별할 수 있다. 각 파의 진폭에 해당하는 에너지의 크기는 조금 서로 다르게 나타나는데, 이는 사용된 격자당 해상도가 각 파수별로 요구하는 최상 해상도에 모두 맞출 수 없기 때문이다. 입사파향의 경우, 각 단색파에 대해서 원점에 대해서 대칭인 형태를 보이는데, 이는 그림 2.21의 2차원 파랑장이 어느 한 시점에서 찍은 순간포착 이미지로 어느 방향으로 파들이 진행하고 있는 지를 식별할 수 없기 때문이다. 그림 2.22의 에너지 스펙트럼 $F(k_x, k_y)$ 는 다시 주파수 f 와 입사파향 θ 을 기준축으로 하는 $F(f, \theta)$ 로 변형이 가능하며, 이에 대한 자세한 설명은 다음 절에서 다루어진다.

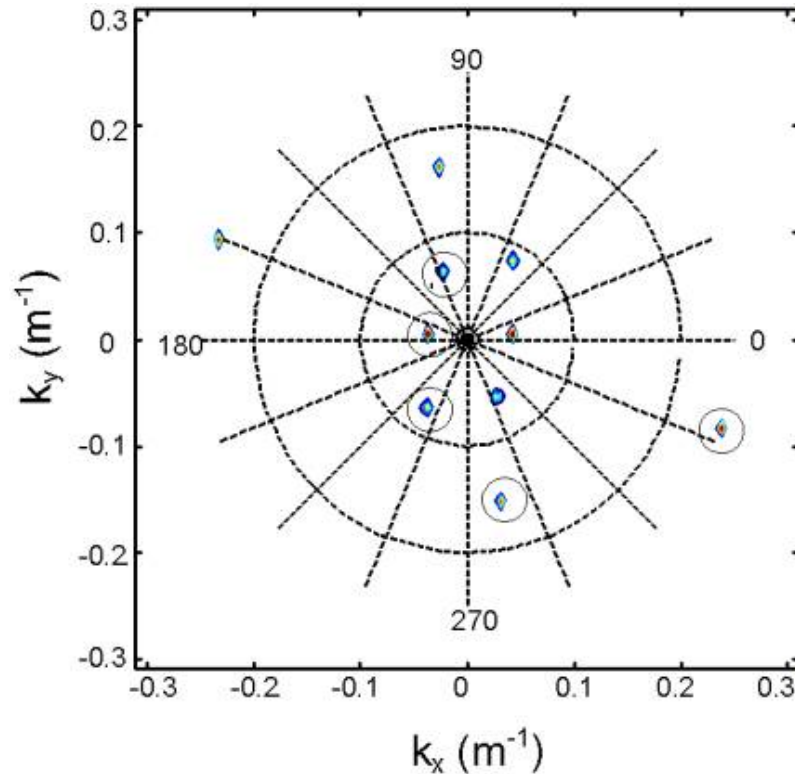


그림 2.22 그림 2.21의 2차원 공간 파랑신호 이미지를 분석한 에너지 스펙트럼 분포. 원점에 대한 입사파향 대칭은 한 장의 순간포착 이미지만을 이용했기 때문에 발생한 것임. 원으로 표시된 에너지 극치점들은 입사파향의 불분명성 때문에 나타나는 오류값들임.

1.3 레이더 3차원 파랑신호 스펙트럼 분석

2차원 공간 도메인 (x,y) 상에서 얻어진 시계열 파랑신호 이미지 자료를 $\eta(t,x,y)$ 라고 했을 때, 다음식과 같이 정의된 3차원 푸리에 변환을 이용하여 주파수(f)-파수(k_x)-파수(k_y)라는 3차원 공간 도메인상으로 변환시킬 수 있다.

$$F(f, k_x, k_y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \eta(t, x, y) e^{-ift} e^{-ik_x x} e^{-iky} dt dx dy \quad (2.38)$$

이차원 FFT 변환과 유사하게, 3차원 이상 시계열 자료에 대해서도 3차원 스펙트럼 분석을 시행할 수 있다. 예를 들어, 인공적으로 생성한 3차원 공간 파랑신호 자료를 이용하여 3차원 스펙트럼 분석을 시행하는 과정은 다음과 같다. 먼저, 3차원 시계열 파랑신호 이미지 자료는 다음 식을 이용하여 생성할 수 있다.

$$\eta(x,y,t) = a_j \cdot \cos[k_j \cdot \cos(\theta_j) \cdot x + k_j \cdot \sin(\theta_j) \cdot y - \sigma_j t + \phi_j] \quad (2.39)$$

전 절에서 이차원 에너지 스펙트럼 분석을 위한 예로 생성된 2차원 파랑신호가 여기서도 동일하게 사용된다. 단지, 픽셀당 해상도는 $dx = dy = 7.7985 \text{ m}$ 가 사용되며, 샘플링 간격은 $dt = 2 \text{ sec}$ 로 생성된 64개의 연속 이미지들을 사용한다. 그림 4.4는 식 2.39를 사용하여 생성된 64개 이미지들 중 일부를 보여준다.

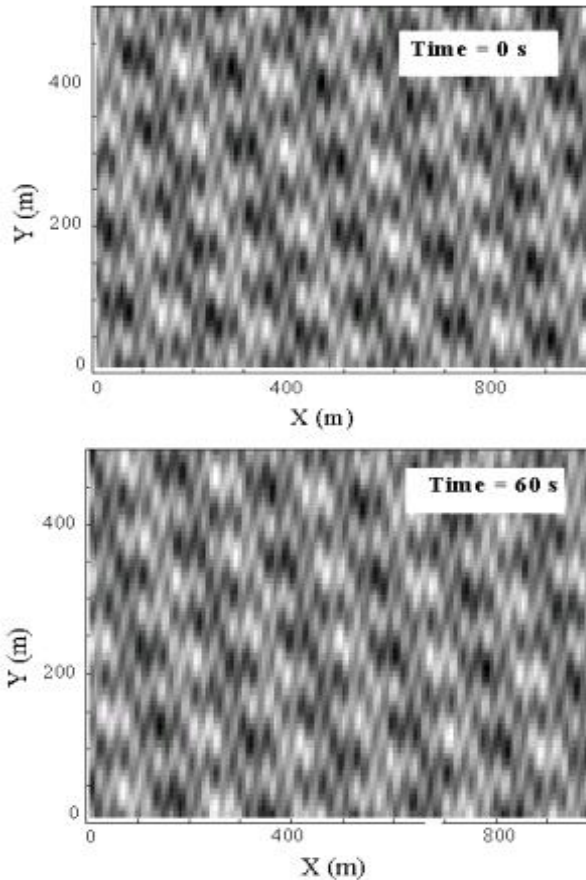


그림 2.23 식 2.39를 사용하여 인공적으로 생성된 2차원 파랑신호의 시계열 이미지 자료 64개중 첫 번째와 서른 번째의 이미지.

3차원 자료 배열 $\eta(t,x,y)$ 을 스펙트럼 분석을 시행하면 $\eta(t,x,y)$ 와 동일한 차원의 분석결과 매트릭스를 생성한다. 즉, 64개의 주파수 밴드, 128개의 k_x 밴드, 그리고 64개의 k_y 밴드라는 $64 \times 128 \times 64$ 배열의 3차원 에너지 스펙트럼 매트릭스가 생성된다. 이 3차원 에너지 스펙트럼 매트릭스를 단 하나의 그래프로 표현하기는 매우 복잡하며, 대신 각 주파수 밴드별로 2차원 파수(k_x)-파수(k_y) 도메인상에 나타나는 에너지 스펙트럼 분포를 표현할 수 있다. 3차원 에너지 스펙트럼 매트릭스를 모두 표현하는 데는 적어도 32장의 그래프를 필요로 한다. 그림 2.24와 2.25은 이들 그래프중 비교적 큰 파랑 에너지 값이 존재하는 주파수 밴드만을 선별하여 보여준 것이다.

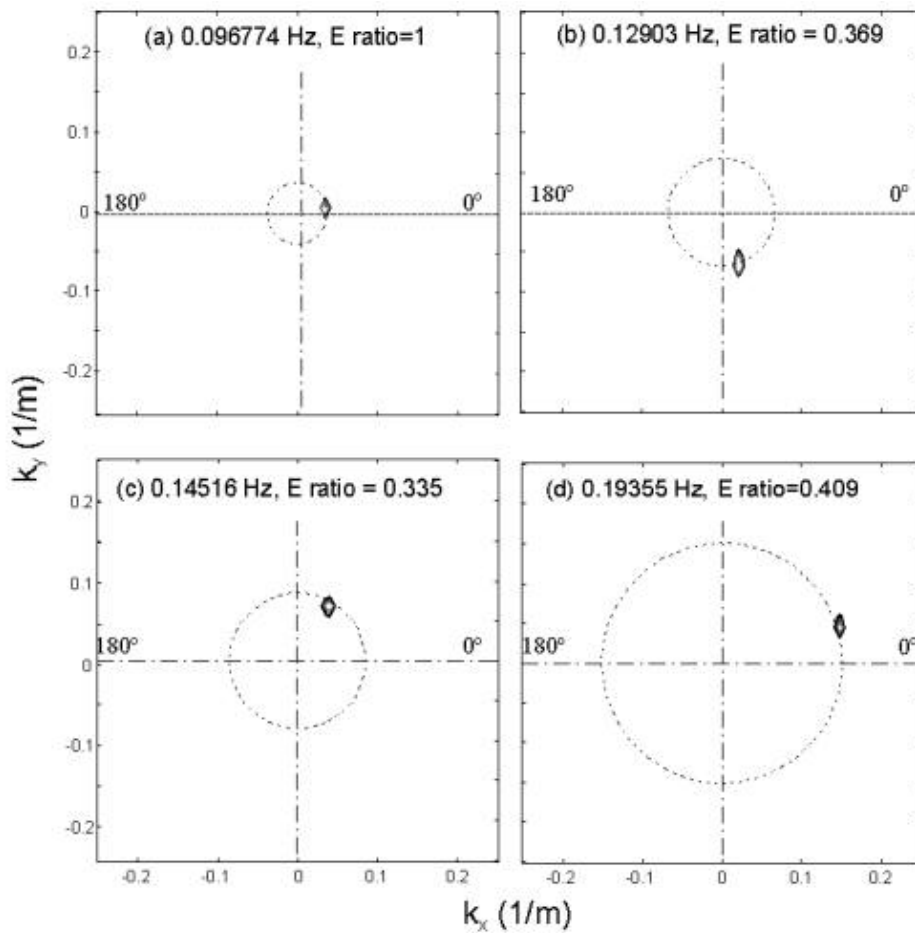


그림 2.24 식 2.39를 통하여 생성된 64개의 시계열 파랑신호 이미지들로부터 구한 주파수 밴드별 에너지 스펙트럼 분포. 그림 4.3과는 달리 각 주파수별 입사파향이 분명하게 나타남.

그림 2.24에서 보면, 64개의 연속되는 순간포착 이미지들을 사용하였기 때문에, 나이퀴스트 주파수 (Nyquist freq. = $1/(2dt) = 0.25$ Hz) 보다 작은 각 밴드별 주파수에서는 입사파향이 분명하게 나타나고 있다. 하지만, 나이퀴스트 주파수에 가까운 주파수 밴드에서는 그림 2.25과 같이 여전히 입사파향이 한 방향이 아닌 원점에 대해서 대칭인 두 방향에서 나타나고 있다. 이는 이미지의 샘플링 간격(dt)이 나이퀴스트 주파수 대역에서

진행하는 입사파향을 구별하기에는 상대적으로 너무 크기 때문이다.

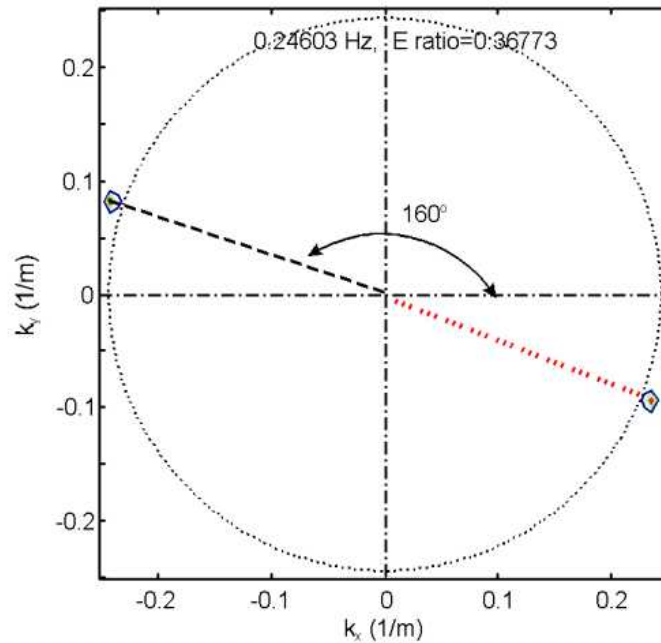


그림 2.25 나이퀴스트 주파수 0.25 Hz에 가까운 고주파수 대역에서 나타나는 에너지 스펙트럼 분포로 입사파향이 원점에 대해서 대칭인 구조를 보이고 있음. 제 4사분면에 나타나는 에너지 극치값은 실제 입사파향이 아닌 계산상의 오류값임.

2. 규칙파를 갖는 파랑장의 에너지 스펙트럼

3차원 FFT 분석결과로 얻어지는 3차원 에너지 스펙트럼 매트릭스의 구조는 n 개의 주파수 밴드, m 개의 k_x 파수 밴드 및 L 개의 k_y 파수 밴드를 갖는다. 이 3차원 스펙트럼 매트릭스를 그래프로 보여줄 수 있는 방법은 n 개의 모든 주파수 밴드에 속한 에너지를 합한 다음, 단일 2차원 $k_x - k_y$ 매트릭스 위에 나타내는 것이다. 즉, 각 주파수 밴드에 속한 파랑 에너지 밀도를 모두 더한 총 에너지값에 $1/(n/dt)$ 를 곱해줌으로써 단일 2차원 $k_x - k_y$ 평면상 실제 파랑 에너지 스펙트럼을 구할 수 있다.

위의 과정을 하나의 단색파만이 형성되어 있는 파랑장을 예로 들어 설명하면 다음과 같다. 그림 4.7은 식 4.5를 ($j=1$ 만을 사용하여 단색파 생성) 이용하여 발생시킨 2차원 규칙파의 이미지를 보여주고 있다. 이 2차원 평면의 각 축은 128 격자점을 가지고 있으며, 격자간격은 $dx = dy = 7 \text{ m}$ 이다. 3차원 에너지 스펙트럼 분석에 사용될 이미지는 총 32개로 $dt = 1.66667 \text{ s}$ 간격으로 생성된 시계열 이미지 자료다. 이 파랑장의 수심은 심해조건에서의 무한대 수심으로 가정한다.

3차원 에너지 스펙트럼 분석결과에서 각 주파수 밴드에 속한 에너지 밀도를 더하면 그림 4.8(a)와 같이 단일 2차원 $k_x - k_y$ 평면상에 실제 파랑 에너지의 분포 $\phi(k_x, k_y)$ 를

나타낼 수 있다. 또한, 일사분면에 나타나는 에너지 극치점은 파랑의 진행방향이 45도임을 보여주며, 이는 그림 2.26에서 제시된 것과 일치한다. 점선으로 표현된 원은 반경이 $k=0.5 \text{ m}^{-1}$ 인 등파수선이다.

그림 2.27(a)에서 $k_x - k_y$ 좌표평면은 카르테시안 직교좌표로 등간격 ($dk_x = dk_y = 2\pi/(128 \times 7 \text{ m})$) 격자점들로 이루어져 있다. 각 격자점의 좌표는 $k_x = \cos(\theta)$ 와 $k_y = \sin(\theta)$ 로도 표현될 수 있으므로, 각 격자점들을 카르테시안 직교좌표 (k_x, k_y) 에서 극좌표 (k, θ) 로 쉽게 바꿀 수 있다. 좌표변환에 따른 각 격자점에서의 에너지 값도 변하게 되는 데, 이 에너지 값의 변환은 다음 식과 같이 표현된다.

$$\varphi(k, \theta) = k \cdot \phi(k_x, k_y) \quad (2.40)$$

여기서, $\varphi(k, \theta)$ 은 극좌표 (k, θ) 평면에서의 파랑 에너지값을 의미한다. 그림 2.27(b)는 직교좌표 (k_x, k_y) 로부터 변환된 극좌표 (k, θ) 를 보여주고 있다. 그림 2.27(b)에 표현된 격자점들은 dk 및 $d\theta$ 가 일정한 등간격이 아니므로, 격자들간 dk 및 $d\theta$ 가 일정하도록 보간하여 재설정할 필요가 있다.

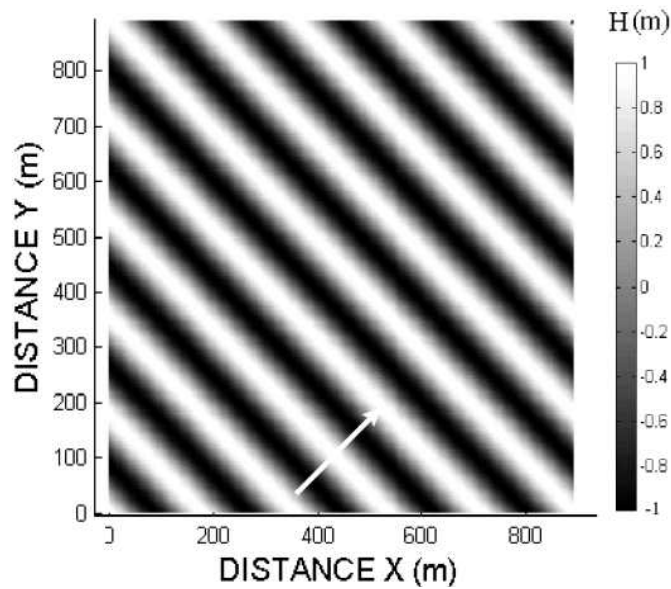


그림 2.26 파고 2m 및 주기 10초를 갖고, x축에 대해서 양의 45도 방향으로 진행하도록 생성된 단색파 파랑장의 순간포착 이미지.

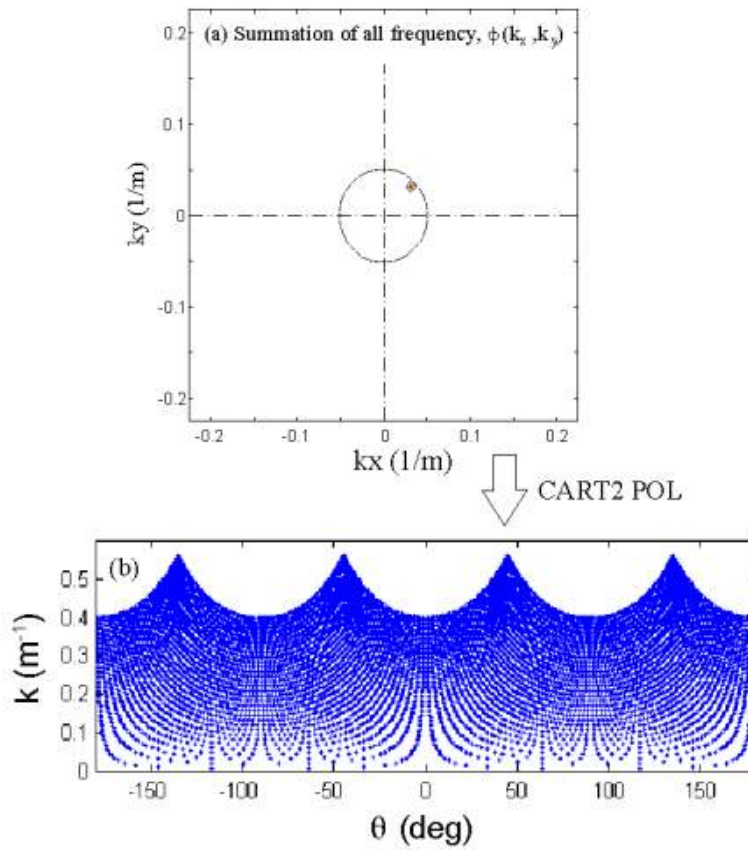


그림 2.27 직교좌표 (k_x, k_y) 평면상 파랑 에너지 분포의 극좌표 (k, θ) 평면으로 변환후 결과.

그림 2.28(a)는 위의 그림 2.27(b)를 등간격 격자로 보간후 나타낸 $k-\theta$ 평면상의 파랑 에너지 분포이다. 그림 2.28(b)는 2.28(a)의 $k-\theta$ 평면좌표상의 파랑 에너지 분포를 보다 보편적으로 사용되고 있는 $f-\theta$ 평면좌표상으로 변화하여 나타낸 것이다. 이 변환 과정은 다음과 같다.

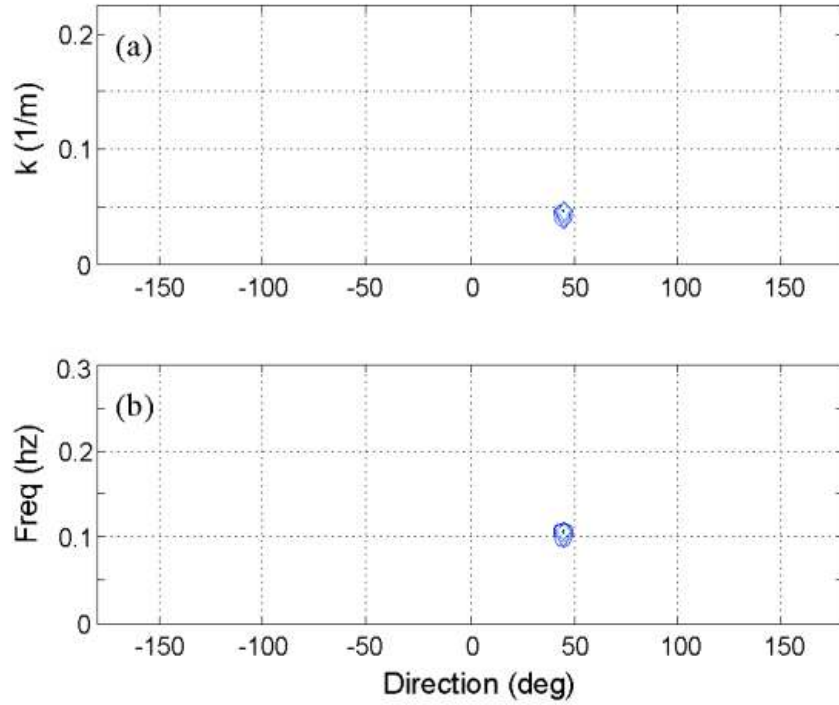


그림 2.28 파고 2 m, 주기 10 s, 그리고 파의 진행방향이 45도인 단색파의 연속 이미지로부터 분석된 파향 스펙트럼, (a) k- θ 스펙트럼, (b) f- θ 스펙트럼.

Young et al. (1985)은 그림 2.28에서 보여진 k- θ 스펙트럼 $\varphi(k, \theta)$ 으로부터 f- θ 스펙트럼 $\psi(k, \theta)$ 으로 변환을 위하여 다음 식을 제안하였다.

$$\psi(f, \theta) = \frac{dk}{df} \varphi(k, \theta) \quad (2.41)$$

여기서, dk/df 는 $\psi(k, \theta)$ 과 $\varphi(k, \theta)$ 사이의 자코비안 매트릭스이다. 선형파의 분산관계식을 이용하면 이 자코비안 매트릭스는 다음과 같이 계산된다.

$$\frac{dk}{df} = \frac{4\pi \sqrt{gk \tanh(kh)}}{g \tanh(kh) + gkh \operatorname{sech}^2(kh)} \quad (2.42)$$

가장 널리 사용되는 일차원 f 스펙트럼 또한 그림 2.28(b)로부터 구할 수 있다. 이는 각 주파수(f) 밴드별로 모든 방향(θ)에서 나타난 에너지값을 더함으로써 그림 2.29과 같이 구할 수 있다.

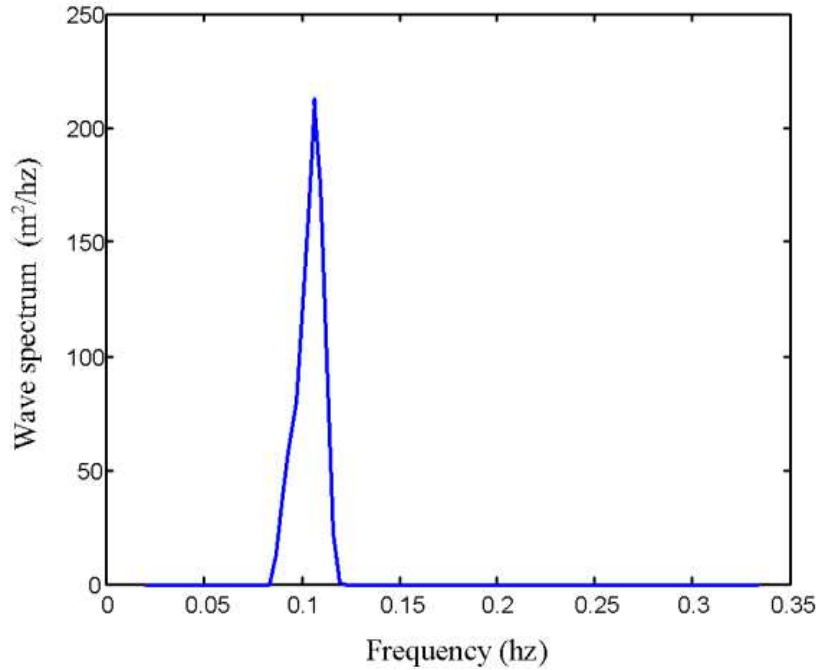


그림 2.29 파고 2 m, 파주기 10 s인 단색파 파랑장의 $f-\theta$ 스펙트럼(그림 2.28(b))으로부터 계산된 일차원 f 스펙트럼.

이차원 스펙트럼이든 일차원 스펙트럼이든 어떤 에너지 스펙트럼이든지 에너지의 총합은 일치해야 한다. 예를 들어, 파향($f-\theta$) 스펙트럼의 에너지 총합을 v_o 라고 하고 일차원 f 스펙트럼의 에너지 총합을 m_o 라고 하면 v_o 와 m_o 는 같다. v_o 또는 m_o 을 이용하여 유의파고 (H_s) 또한 다음과 같이 구할 수 있다.

$$H_s = 4.02 \sqrt{m_o} = 4.02 \sqrt{v_o} \quad (2.43)$$

식 2.43에서 H_s 의 계산은 단위 면적당 불규칙파의 Rayleigh 분포에 근거하고 있다 (Dean and Dalrymple, 1992). 단색파의 경우, 단색파를 발생시킬 때 사용한 파고는 근제곱평균 파고 (H_{rms})와 같다. 유의파고와 근제곱평균 파고의 관계가 $H_s = 1.414 \cdot H_{rms}$ 인 것을 고려하면, 단색파의 입력파고 2 m에 대한 H_s 는 2.83 m이어야 한다. 한편, 그림 2.29의 f -스펙트럼의 면적 m_o 로부터 구한 H_s 는 2.84 m으로 비교적 이론값과 잘 일치한다.

3. 불규칙파를 갖는 파랑장의 에너지 스펙트럼

불규칙파를 인공적으로 발생시키기 위한 소프트웨어로 University of Western Australia의 Water Research Center에서 개발한 DIrectional WAves SPectrum (DIWASP)이 있다. 그림 4.11는 첨두 주파수 $f_p = 0.1$ Hz, 유의파고 $H_s = 2.83$ m, 그리고 파의 진행방향이 x 축에 대해서 90도가 되도록 DIWASP를 이용하여 발생시킨 불규칙파 파랑장의 순간포착 이미지이다.

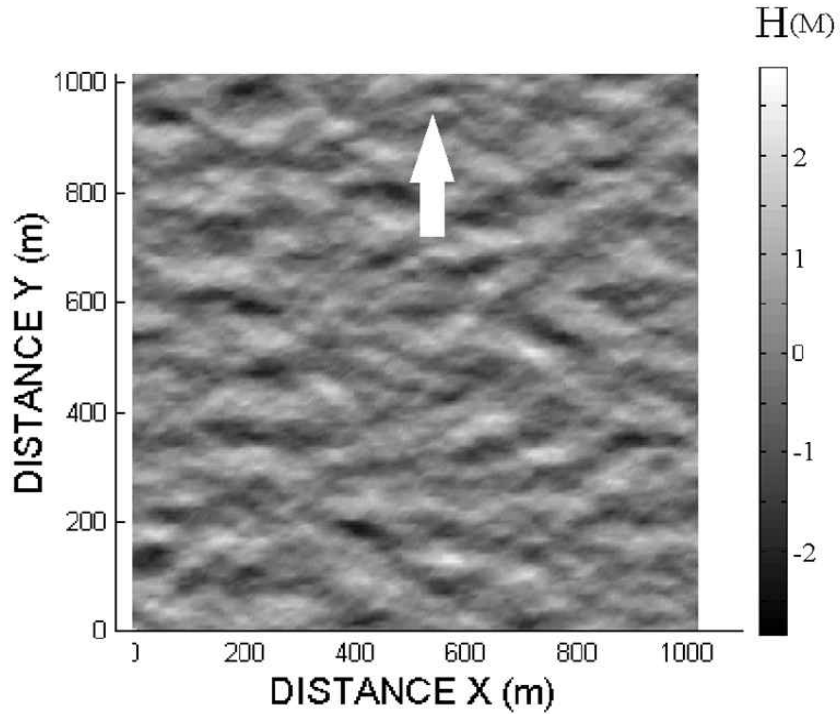


그림 2.30 침두 주파수 0.1 Hz, 유의파고 2.83 m, 그리고 파의 진행방향이 y축 방향으로 진행되는 불규칙파 파랑장의 순간포착 이미지.

총 64개의 이미지를 생성시키는데 사용된 이미지간 시간간격 $dt=1.6667$ s이었으며, 수심은 26 m, 파향 스프레딩은 10도, 그리고 노이즈 레벨은 0 ~ 100사이에서 25로 설정되었다. 이미지상의 격자점들 사이의 간격은 $dx = dy = 8$ m이고, 이미지 크기는 가로 및 세로축 상에 총 128×128 격자점을 갖는다. 그림 4.12는 위의 64개의 불규칙파 이미지들의 3차원 FFT 프로그램 분석을 통하여 구한 $k_x - k_y$ 직교좌표상 에너지 스펙트럼 분포이다. 침두 주파수 근처에서 파향 스프레딩이 입력 스프레딩 10도보다 크게 나타나는 것을 볼 수 있다. 이는 노이즈 레벨을 25로 설정했기 때문이다. 반면, 침두 에너지가 갖는 파향은 입력 침두파향과 같은 90도 방향에서 나타나는 것을 확인할 수 있다. $k_x - k_y$ 스펙트럼을 $f-\theta$ 스펙트럼으로 변환후의 결과는 그림 2.32(a)에 제시되어 있다. 그림 2.32(a)에서는 침두 주파수가 0.1 Hz이며, 파향이 90도인 것이 보다 명확하게 나타나 있다.

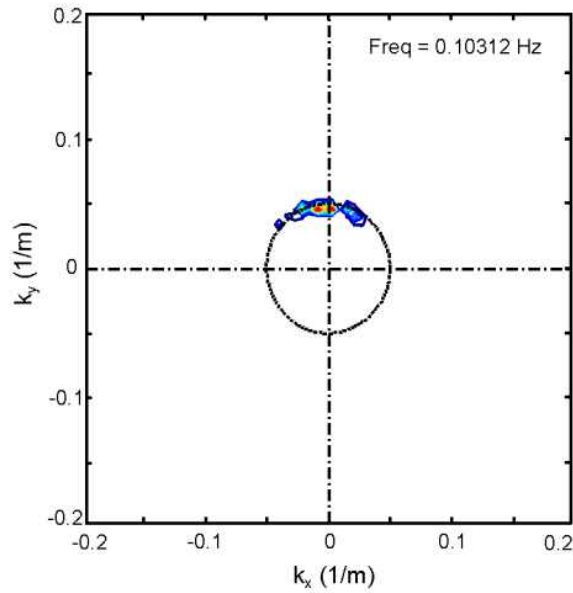


그림 2.31 DIWASP 프로그램에 의해 발생된 불규칙파의 연속 이미지들로부터 3차원 FFT 분석을 통하여 얻어진 $k_x - k_y$ 스펙트럼.

그림 2.32(b)는 DIWASP 프로그램에 입력된 파향 스펙트럼을 보여준다. 그림 3.33는 그림 3.32의 $f-\theta$ 스펙트럼으로부터 구한 일차원 f 스펙트럼을 보여준다. 2차원 FFT 분석 결과로부터 구한 f 스펙트럼이 가지는 유의파고는 $H_s = 2.81$ m로 DIWASP 프로그램에 입력 유의파고 2.83 m와 비교하여 0.7%의 무시할 만한 오차를 갖는다.

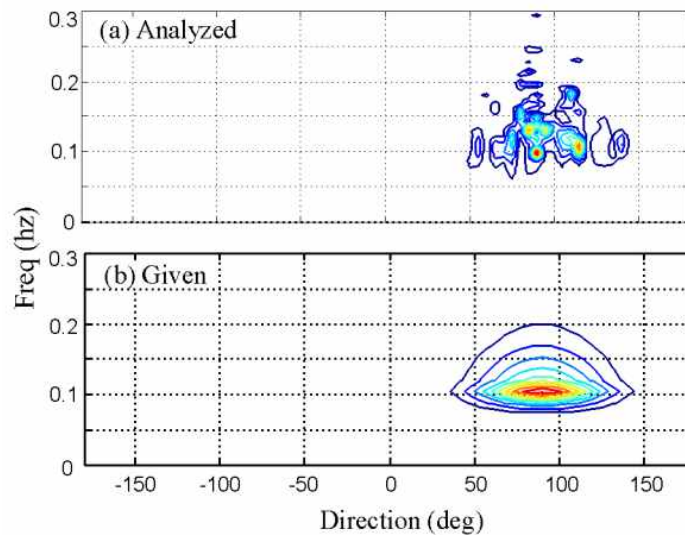


그림 2.32 파향 에너지 스펙트럼의 비교, (a) DIWASP에 의해 생성된 불규칙 파랑장의 3차원 FFT 분석을 통하여 구한 파향 스펙트럼, (b) DIWASP 입력 스펙트럼.

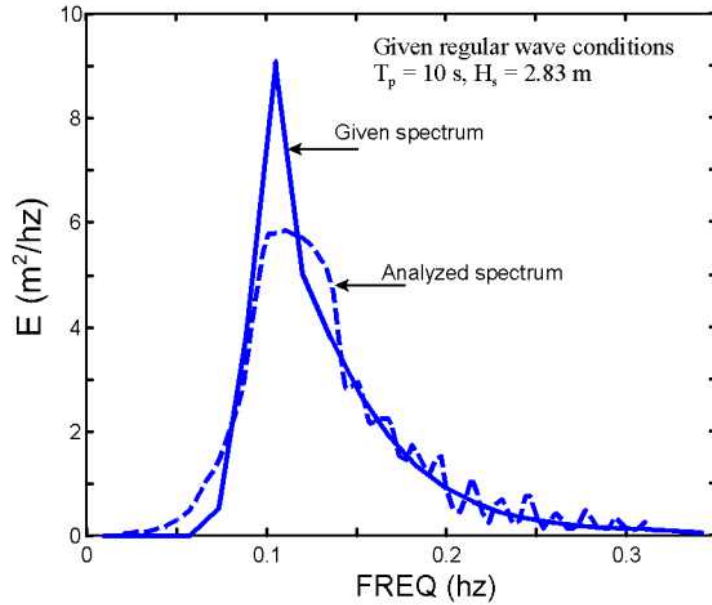


그림 2.33 그림 2.32의 파향 스펙트럼들로부터 구한 일차원 f 스펙트럼.

4. 레이더 영상으로부터 파고의 측정

레이더 영상에 나타나는 입사파랑의 패턴은 실제 파고의 공간분포를 나타내는 것이 아니고 해수면으로부터 반사되어 포착된 전자파 신호강도(signal intensity)의 공간적 분포를 나타낸다. 이 때문에, 레이더파는 직접적으로 해수면 중력파의 파고를 측정할 수 없고, 대신 레이더 영상자료의 신호-대-노이즈비(SNR: Signal-to-Noise Ratio)와 실제 측정된 파고의 관계를 산출하여 이로부터 파고를 측정하게 된다.

4.1 레이더 영상으로부터 SNR의 계산

X-band 레이더 영상으로부터 파고를 추출하기 위한 SNR의 계산은 대체로 Borge et al. (1999)가 제안한 식을 따른다. 이 식은 3차원 레이더 영상을 3차원 푸리에 변환한 결과(2차원 파수공간 및 1 차원 주파수공간 등 3차원 공간)로부터 계산되며 (식 2.44 참조), 파수-주기 분산관계의 영역이 갖는 신호 대 그 외의 영역이 갖는 신호의 비로 정의된다.

$$SNR = \frac{\int_{\Omega} F(k_x, k_y, f) dk_x dk_y df}{\int_b F(k_x, k_y, f) dk_x dk_y df} \quad (2.44)$$

여기서, 적분영역 Ω 는 파수-주파수 분산관계를 성립시키는 영역(dispersion shell)을 나타내고, b 는 그 외의 적분영역을 나타낸다. 3차원 푸리에 변환결과에서 파수-주기 분산관계를 성립시키는 영역은 파랑의 선형 분산관계식 $\sigma^2 = (2\pi f)^2 = (gk) \cdot \tanh(kh)$ 로부

터 구할 수 있다. 여기서, k 는 2차원 파수평면에서 (k_x, k_y) 를 나타내고, $\sigma(=2\pi f)$ 는 수직축의 주파수를 나타낸다. 그림 4.15는 3차원 푸리에 변환결과의 3차원 파수-주파수 공간상에 표시한 선형 파수-주파수 분산관계 영역의 예들을 보여준다. 해류가 존재하지 않을 경우, 파수-주파수 분산관계 영역은 원점 수직축($k_x=k_y=0$)에 대하여 좌우대칭을 이룬다.

4.2 파고와 SNR의 관계

X-band 레이다 영상으로부터 파고를 구하려는 노력은 Alpers and Hasselmann (1982)에 의하여 본격적으로 시도되기 시작하였고, Borge et al. (1999)는 다음과 같이 파고와 SNR의 관계식을 제안하였다.

$$H_s = A + B \sqrt{SNR} \quad (2.45)$$

여기서, A와 B는 경험식 보정상수로 현장 실측값과 레이다의 관측 SNR간의 최적 회귀 분석을 통하여 결정된다.

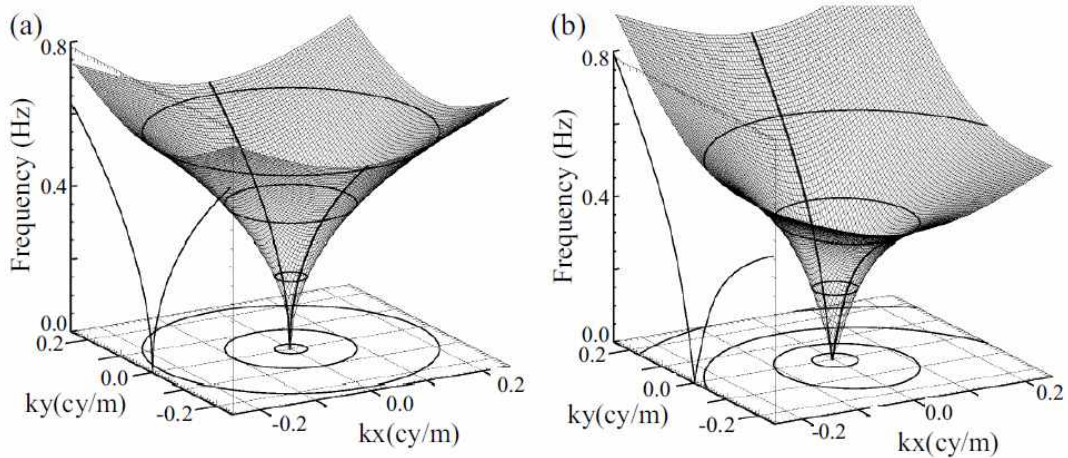


그림 2.34 파랑의 선형 분산관계식에 의한 파수-주파수의 관계 영역, (a) 심해 수심에서 해류가 없을 경우, (b) 4 m 수심에서 y 방향으로 0.65 m/s의 해류가 존재할 경우 (Piotrowski and Dugan, 2002).

v). 레이더를 이용한 파랑관측 적용 및 개선

본 절에서는 X-band 레이더 시스템을 이용하여 우리나라 동해안과 서해안에서 파랑관측 및 모니터링을 위해 적용한 사례를 소개하고, 현장에서 실측 장비들을 사용하여 측정된 파랑자료와 비교하여 레이더 관측의 문제점을 검토한다. 또한, 레이더를 이용하여 연안 입사파랑을 관측하는 데 있어서 나타난 문제점을 개선시키기 위하여, 레이더 영상으로부터 분석해내는 향상된 파랑관측 기술을 제안한다.

1. 동해안 및 서해안에서의 파랑관측 실험

우리나라 인근 연안에서 발생하는 해수유동 및 파랑의 특성을 조사하고, 해양순환 및 연안파랑 변형모델에 따른 검증자료로 사용하기 위하여, 동해안 화진 해수욕장 (경북 포항시 소재) 및 서해안 만리포 해수욕장 (충남 태안군 소재) 앞바다에서 집중 파랑실험을 실시한 바 있다. 대형 파고 및 폭풍 이벤트가 자주 발생하여 우리나라 주변 해안에 상당한 피해를 입히는 계절에서의 파랑자료가 큰 의미를 가지므로, 파고가 높지 않은 여름철 보다는 북서계절풍의 영향으로 파고가 크게 발생하는 겨울철을 선택하여 집중 현장실험을 실시하였다.

동해안 화진 해수욕장에서는 2004년 11월부터 2005년 3월까지, 서해안 만리포 해수욕장에서는 2008년 12월 ~ 2009년 1월까지의 기간 및 2009년 12월 ~ 2010년 2월까지의 기간 중에 연안에서 파랑자료를 수집하였다. 현장 파랑자료는 수심이 얇은 쇄파대에서부터 수심 25 m 지점에 이르기까지 부이식 및 수압식 파고계, 초음파식 파향/파고 및 유속 측정계(ADCP, ADV) 등의 각종 파고 및 유속 측정 장비들을 설치하여 수리학적 자료들을 수집하였다. 이와 동시에, 레이더를 활용한 파랑관측을 테스트하기 위하여 X-band 레이더를 해안가에 설치하여 영상자료를 수집하였다. 이 두 실험에서는 WaMoS II 레이더 모니터링 시스템을 사용하였다.

1.1 동해안에서 레이더를 이용한 파랑관측 결과

동해안 화진 해수욕장의 위치는 앞서 소개한 바 있다. 그림 2.35는 화진 해수욕장 앞바다의 수심 지형 및 파랑 측정 장비들의 설치 위치를 보여준다. 현장 파랑 측정 장비들은 매 시간간격으로 약 20분씩 2 ~ 4 Hz 샘플링 주파수를 사용하여 파랑자료를 수집하였다.

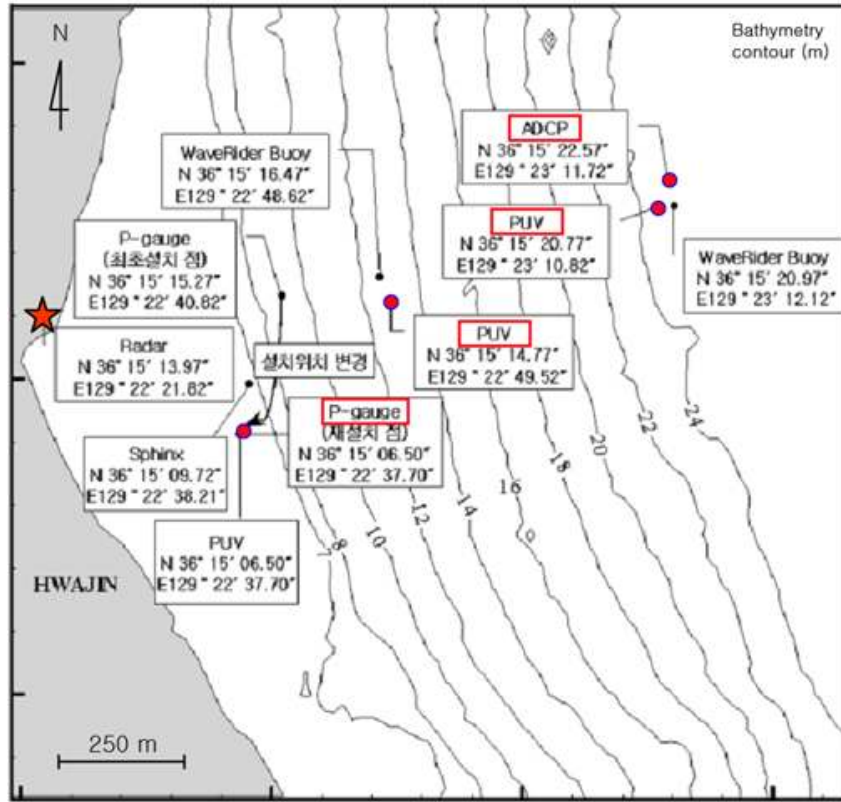


그림 2.35 동해안 화진 해수욕장 (경북 포항시 소재) 앞바다의 수심 지형 및 파랑 측정실험을 위한 계측 장비의 설치위치.

WaMoS II 레이더 시스템은 매 10분 간격으로 0.7246 Hz로 32장의 레이더 영상자료를 수집한 후 입사파의 파향 및 파고 스펙트럼을 분석하도록 하였다. 그림 2.36는 수집된 레이더 영상자료 중 입사파 스펙트럼 분석에 사용된 영역을 보여주며, 또한 레이더 시스템 분석자료와의 비교에 사용된 실측장비들의 위치를 보여준다. 해안가 수심 및 지형의 영향을 최소화하기 위하여 가능한 수심 깊은 곳의 영역을 선택하였다. 그림 2.37은 실험 기간 중 폭풍 이벤트가 발생했을 때 레이더 시스템에 의해 관측된 파랑자료와 현장 실측 자료를 비교한 결과의 일부분이다. 입사파의 첨두파향 및 첨두 주파수의 경우, 레이더에 의한 관측치가 현장 실측치와 비교적 잘 일치하는 것을 알 수 있다. 반면, 파고의 경우는 레이더에 의한 관측치와 현장 실측치간의 차이가 크게 나는 것을 알 수 있다.

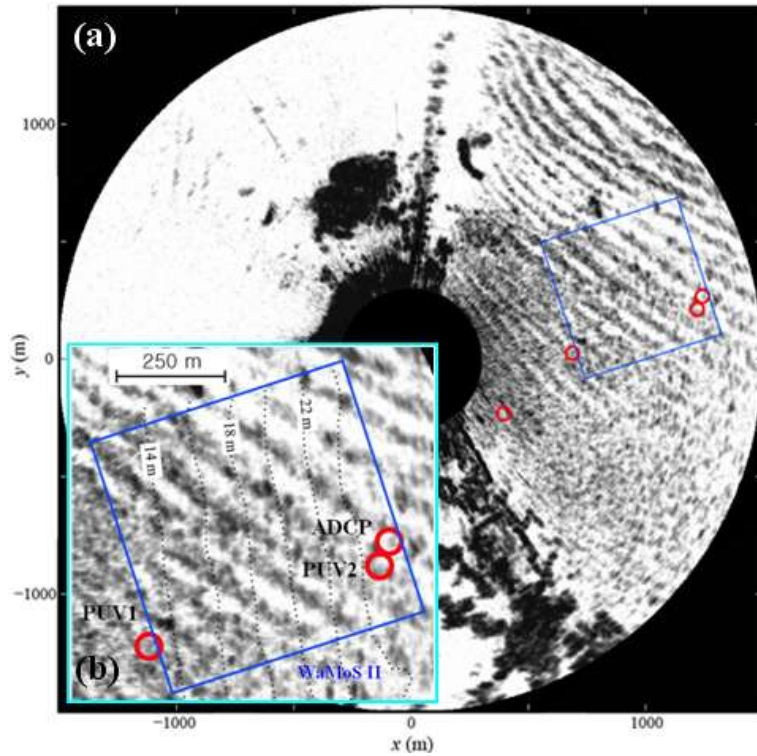


그림 2.36 레이더 영상자료 분석을 위해 설정된 구역 및 분석결과 비교를 위한 실측 장비들의 위치.

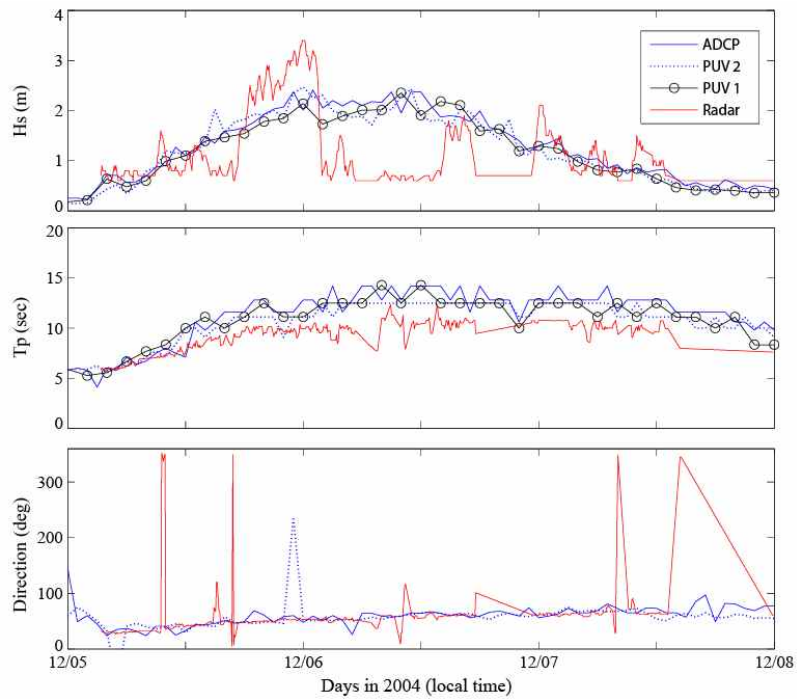


그림 2.37 동해 화진 해수욕장 입사파의 파고 및 파향에 대한 레이더 시스템의 측정결과와 현장 실측자료의 비교

그림 2.37의 비교에서 보면, 특히, 12월 6일 새벽 1시경을 전후로 레이더에 의한 파고 관측값이 현장 실측결과와는 다르게 급격히 변하는 것을 알 수 있다. 이의 원인은 12월 6일 새벽 1시경 전후에서 각각 선택한 레이더 영상으로부터 찾아볼 수 있다. 그림 2.38는 12월 6일 자정 가까이에 촬영된 영상과 2시 40분경에 수집된 영상을 비교하여 보여 준다.

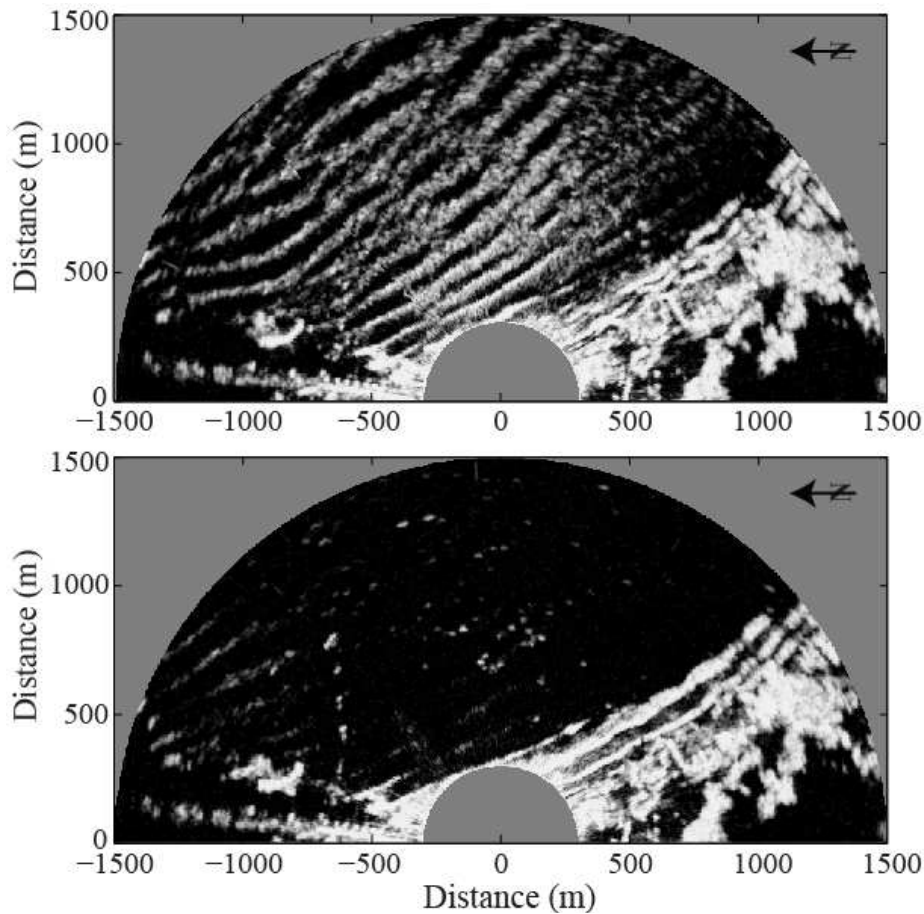


그림 2.38 화진 해수욕장 앞바다에서 수집된 레이더 영상의 비교, (a) 2004년 12월 5일 23:40시에 수집된 영상, (b) 2004년 12월 6일 02:40시에 촬영된 영상.

우선, 그림 2.38(a)와 (b)의 비교를 통하여, 해수욕장 주변 천해지역에 공통적으로 넓게 형성된 쇄파대로부터, 해수욕장 앞바다에서의 입사파 파고는 현장 실측치에서 보여진 것처럼 양쪽 다 높게 형성되어 있음을 알 수 있다. 그림 2.38(b)의 경우, 입사파의 파고가 높은 데도 불구하고 쇄파대를 넘어선 바다쪽 영역에서는 그림 2.38(a)와 다르게 파랑의 패턴의 잘 형성되어 있지 않은데, 이는 바람의 풍속이 레이더 영상의 촬영 임계점 이하로 떨어져 발생한 현상이다. 즉, 그림 2.38(b)는 바람은 약하지만 파고는 큰 너울성 파랑의 발달로 인하여 레이더를 이용한 파랑관측에 큰 오차가 야기된 경우이다. 우리나라 동해의 크기는 긴 폭이 1300 km 이상으로 길게 형성되어 있다. 이 때문에, 우리나라 동해안에서는 먼 바다에서 폭풍 속에 발달한 큰 파고가 너울성 파고로 진행되어 접근해 오는

것이 가능하다고 할 수 있다.

화진 해수욕장에서 실시한 집중 파랑실험 기간 동안에도 발견되었듯이, X-band 레이더를 이용한 파랑측정은 너울성 파랑과 같이 높은 파고가 발생하고 있음에도 불구하고, 풍속의 제한점으로 인하여 높은 파고를 관측하지 못하는 큰 단점이 있다. 우리나라 동해안에서 파랑관측을 위하여 X-band 레이더를 신뢰성 있게 운용하기 위해서는 이러한 기술적 문제점의 개선이 먼저 선행되어야 한다.

1.2 서해안에서 레이더를 이용한 파랑관측 결과

앞에서 설명했듯이, 만리포 해수욕장에서의 파랑 측정실험은 두 차례에 걸쳐서 진행되었다. 이 중에서 2008년 12월부터 2009년 1월까지 실시한 첫 번째 실험에서는 WaMoS II 레이더 관측 시스템을 이용하여 원격영상 자료를 수집하였고, 일 년뒤에 실시한 두 번째 실험에서는 자체에서 제작한 X-band 레이더 장비를 사용하여 영상자료를 수집하였다. 본 절에서는, 동해안과 서해안에서 파랑특성을 서로 비교할 목적으로 동해안에서의 경우처럼 WaMoS II 레이더 시스템을 이용한 첫 번째 실험만을 다루었다.

그림 2.39는 만리포 해수욕장에서의 첫 번째 실험에서 설치했던 레이더 및 파랑측정 장비들의 위치와 레이더 영상촬영 범위를 보여준다. 동해안 파랑 측정실험에서와 마찬가지로, 현장 실측장비들은 매 시간간격으로 약 20분씩 2 ~ 4 Hz 샘플링 주파수를 사용하여 파랑자료를 측정하였다. WaMoS II 레이더 시스템도 매 10분 간격으로 0.7246 Hz로 32장의 레이더 영상자료를 수집한 후 입사파의 파향 및 파고 스펙트럼을 분석하도록 하였다. 그림 2.39(b)에서 점선으로 표시된 정사각형 구역은 레이더 영상자료로부터 입사파 스펙트럼 분석에 사용된 영역이며, 이로부터 얻어진 분석자료는 이 정사각형 해역내에 설치된 부이식 파향/파고계의 관측결과와 비교하였다. 그림 2.40은 실험기간 중 입사파의 파고 및 파향에 대한 레이더의 관측자료와 현장 실측자료의 비교결과이다.

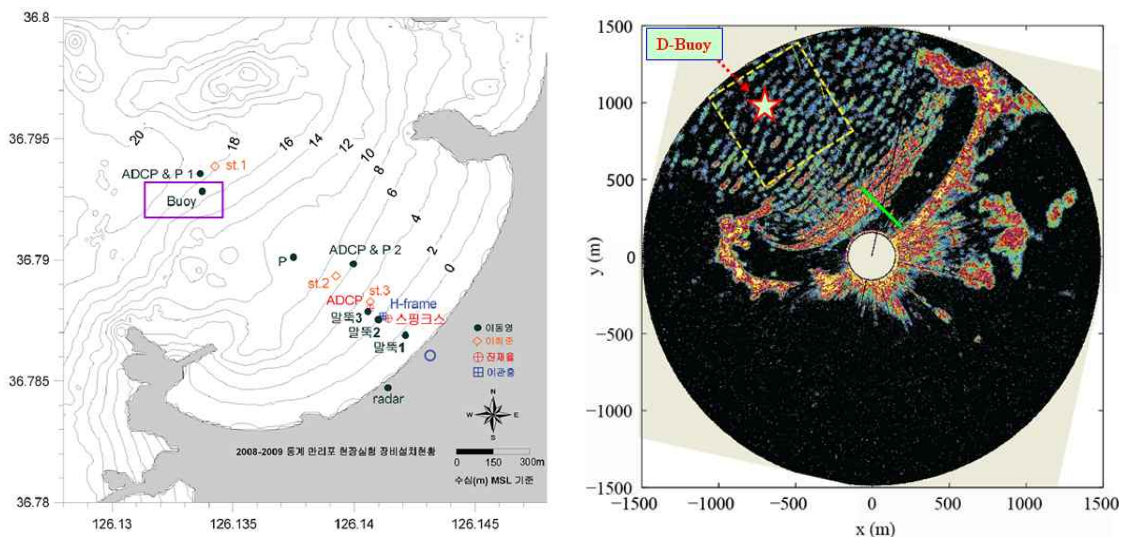


그림 2.39 서해안 만리포 해수욕장 앞바다에 설치한 현장 파랑측정 장비들의 위치 (왼쪽) 및 레이더 영상촬영 범위 (오른쪽).

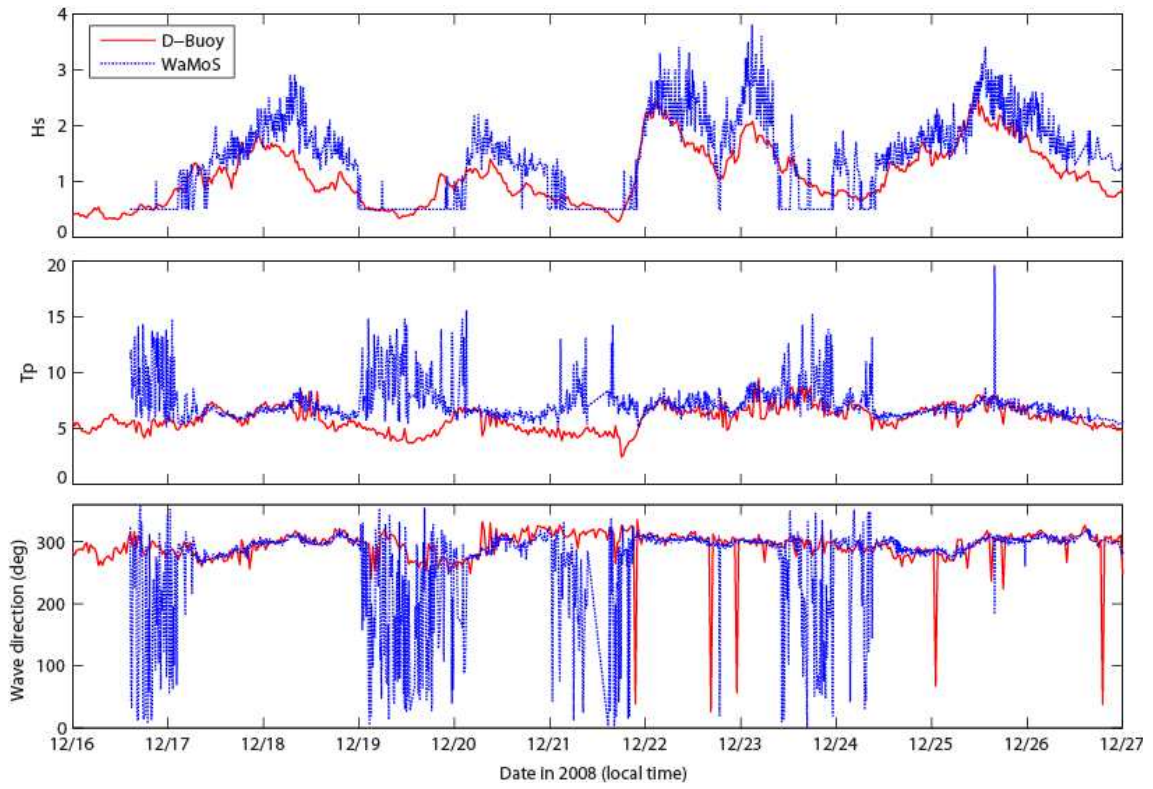


그림 2.40 서해안 만리포 해수욕장 입사파의 파고 및 파향에 대한 레이더 시스템의 측정결과와 현장 실측자료의 비교

레이다에 의한 관측치와 현장 실측치의 비교에서, 파고가 0.5 m 이하로 작은 날을 제외한 폭풍 이벤트 기간 중에는 입사파의 파고, 주기 및 파향이 비교적 잘 맞는 것을 알 수 있다. 특히하게도, 동해안 화진 해수욕장의 파랑실험에서 폭풍 이벤트 기간 중 너울성 파랑의 발생으로 레이다 관측치와 현장 실측치사이에서 큰 오차가 생겼던 것을 감안하면, 서해안 만리포 해수욕장의 실험에서는 여러차례의 폭풍 이벤트에도 불구하고 기간 중에 너울성 파랑이 거의 발생하지 않았다.

서해의 경우는, 동해와 달리 수심이 얕고 크기가 작아 너울성 파랑이 발생할 수 있는 조건이 잘 형성되어 있지 않다. 서해의 크기는 동-서간 폭이 약 600 km 정도로 동해에 비해서 반 이상 작고 평균 수심도 약 45 m 정도로, 강한 북서 계절풍이 우리나라 서해안에 접근하기 전후 서해 먼 바다로부터 먼저 너울성 파랑이 발생하여 서해안에 진행해 올 가능성은 낮다. 그림 5.6에서 보면, 파고가 2 m 이상 높게 발생한 폭풍 이벤트 기간 중에도 입사파의 주기는 약 8 초 이하로 너울성 파랑의 대체적인 주기인 10 초 이상 보다 매우 작아 너울성 파랑의 발생조건에 훨씬 못 미치는 것을 알 수 있다.

1.3 동해안 및 서해안에서 X-band 레이다 관측 시스템의 적용성

동해안 화진 해수욕장에서 실시한 현장 파랑실험과 레이다 관측실험을 통하여 폭풍 이벤트 기간 사이에서 너울성 파랑이 발생할 경우, 입사파의 파고가 1 m 이상 높이 발생함에도 불구하고 레이다를 이용한 관측 및 분석은 큰 오차와 함께 제대로 측정해내지 못하는 결과를 보였다. 반면, 서해안 만리포 해수욕장의 앞 바다에서 실시한 파랑실험으로부터, X-band 레이다 관측 시스템을 이용한 입사파의 파고, 주기 및 파향의 관측은 파고가 0.5 m 이상일 경우 현장 실측치와 비교적 잘 일치하는 것을 알 수 있었다.

표 5.1은 동해안 및 서해안에서 실시한 레이다 관측실험 결과를 요약한 것이다. 동해안 및 서해안에서 실시한 각각의 파랑실험에서, 실험기간이 한 차례의 겨울철에 한정해도 출해낸 결과이기는 하지만, 동해안에서 보다는 서해안에서 레이다 관측 시스템을 이용한 파랑관측 적용성이 좋은 것으로 나타났다. 우리나라 연안에서 심각한 피해를 입는 경우는, 파고가 작을 때 보다는 높을 때이므로 서해안에서 높은 파고의 특성을 지속적으로 그리고 실시간으로 관측하는 데는 현재 상용중인 X-band 레이다 관측 시스템을 이용해도 좋을 것으로 판단된다.

표 2.2 동해안 화진 해수욕장 및 서해안 만리포 해수욕장의 현장 파랑실험 및 레이더 관측실험의 결과비교 및 요약.

구분		동해안 (화진 해수욕장)	서해안 (만리포 해수욕장)	비고
실험 기간		2004년 12월	2008년 12월	
현장 실험자료	파고 (m)	0.1 ~ 2.5	0.1 ~ 2.5	
	주기 (s)	4 ~ 14	4 ~ 8	서해안의 경우, 파 주기가 짧음
	파향	북동 ~ 북북동	북서 ~ 북북서	
레이더 관측결과	파고	큰 오차 발생 (너울성 파고 발생시)	잘 맞음	동해안의 경우, 폭풍 기간 중 파고가 큰 너울성 파랑 발생시에는 레이더 관측의 큰 오차 발생
	주기	비교적 잘 맞음	잘 맞음	
	파향	잘 맞음	잘 맞음	
	의견	너울성 파랑에 대한 레이더 기술의 개선책 필요	파고가 0.5 m 이하로 작은 경우를 제외하고는 관측결과가 좋음	

반면, 동해안에서는 동해 특성상 너울성 파랑이 발생할 수 있는 여건이 충분히 갖추어져 있고, 실험기간 중에도 너울성 파랑이 발생하여 레이더를 이용한 관측결과는 실험결과에 비하여 큰 오차를 보였다. 이 때문에, 동해안에서 X-band 레이더 관측 시스템을 이용하여 연안 입사파를 정확성 있게 운용하기 위해서는, 풍속의 제한점으로 인하여 너울성 파고 등 높은 파고를 관측하지 못하는 기술적 문제점이 먼저 개선되어야 한다. 또한, 여기서 도출된 레이더 관측 및 실험결과는 단지 한 장소에서 한 차례의 겨울철에 한정하여 얻어진 것으로, 레이더 관측 시스템을 이용하여 국가적인 범위에서 연안 파랑관측 체계로 확대하기 위해서는 좀 더 장기적인 관측실험을 통한 사례연구도 필요하다고 판단된다.

2. 레이더 관측기법의 개선

동해안 화진 해수욕장의 레이더 관측실험에서도 나타났듯이 너울성 파랑에 대한 관측 정

확성을 개선시킬 필요가 있다. 동해안 실험결과를 보여주는 그림 5.3을 보면, 너울성 파랑 발생시에 레이다에 의한 파고관측의 경우에는 큰 오차를 보이지만, 첨두 주기 및 파향의 관측결과는 현장 실측결과와 비교적 잘 맞는 것을 알 수 있다. 따라서, 여기서는 레이다 영상자료를 이용하여 입사파고의 측정 정확성을 개선시키기 위한 기법을 중점적으로 제안한다.

2.1 천해 쇄파대 영상으로부터 SNR 보정

그림 2.38의 (a)와 (b)의 비교에서, 앞에서도 언급하였듯이 파고가 높은 너울성 파랑 발생시에 (그림 2.38b의 경우) 심해측 해역에서 파랑의 패턴이 잘 나타나지 않지만, 해안선 인근 쇄파대 영역은 쇄파에 의한 해수면의 잔류 기포들의 영향으로 그림 2.38(a)에서와 같이 넓게 관측되는 것을 볼 수 있다. 일반적으로, 입사파고가 클수록 쇄파심도 커지게 되므로, 해변 근처 수심 프로파일이 대체로 단순경사를 이룰 경우 레이다 센서에 의해서 공중에서 관측되는 쇄파대의 폭도 증가하게 된다. 즉, 풍속이 레이다 관측을 위한 제한 기준치 이하로 떨어질 때라도 쇄파대에서 촬영되는 레이다 영상은 풍속의 영향을 거의 받지 않고 입사파고의 크기에 비례하여 그 신호특성이 결정된다. 이 쇄파대 영역에서의 레이다 영상자료를 활용하면 입사파고를 좀 더 정확하게 산출해 낼 수 있다. 쇄파대에서 쇄파고와 쇄파심에 대하여 가장 일반적으로 흔하게 표현되는 개념은 식 (2.46)과 같다. 이 개념은 고립파(Solitary wave)로부터 이론적으로 도출되었으며 실험실 및 현장 측정실험 등을 통하여 일반화되었다.

$$H_b = \gamma \cdot h_b \quad (2.46)$$

여기서, H_b 은 쇄파고, h_b 은 쇄파심, 그리고 γ 은 상수를 나타낸다(Thornton and Guza, 1983). 고립파로부터 이론적으로 계산된 γ 값은 0.78이다. 이 식은 쇄파대에서 파고와 수심의 비가 항상 일정하게 유지된다는 것을 나타낸다. 이 식은 또한 수심이 지속적으로 감소하는 단순 해변경사(s_o)에서 가장 잘 맞는 것으로 알려져 있다. 단순 해변경사를 갖는 해안에서 쇄파심(h_b)과 쇄파대폭(w_b)의 관계는 $h_b = s_o \cdot w_b$ 로 표현될 수 있으므로 식 (2.47)은 다음과 같이 다시 쓸 수 있다.

$$H_b = \gamma \cdot s_o \cdot w_b = \gamma' \cdot w_b \quad (2.47)$$

이로부터, 단순 해변경사에서 관측되는 레이다 영상자료상의 쇄파대폭 발달특성을 분석함으로써 입사파고를 추출하는 것이 가능하다. 특히, 우리나라의 동해안 및 서해안에서는 대체로 단순 해변경사를 갖는 해안이 발달해 있으므로 이 특성을 활용하면 정확성 높은 파고관측이 가능하다.

그림 2.41과 2.42은 각각 동해안 화진 해수욕장에서 풍랑시 및 너울성 파랑 발생시 외해측 해역 및 쇄파대에서 수집된 레이다 영상을 보여준다. 입사파의 파고가 높았던 두 경우를 비교해 보면, WaMoS II 레이다 시스템의 파랑관측에 사용된 외해측 해역에서는 영상신호의 큰 차이를 보이고 있다.

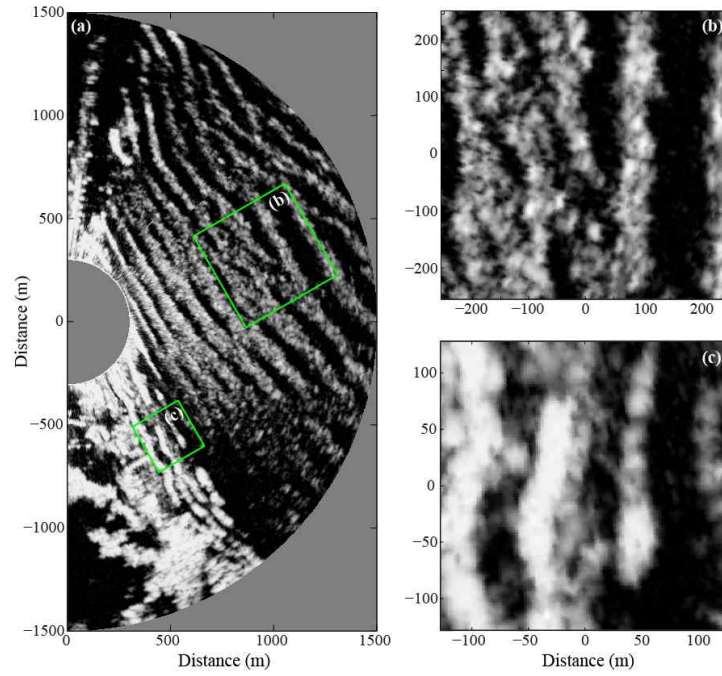


그림 2.41 동해안 화진 해수욕장에서 풍랑시 (2004년 12월 5일 23:40시) 수집된 레이더 영상, (a) 전체 영상, (b) 입사파 측정에 사용된 외해측 영역, (c) 쇄파대 영상.

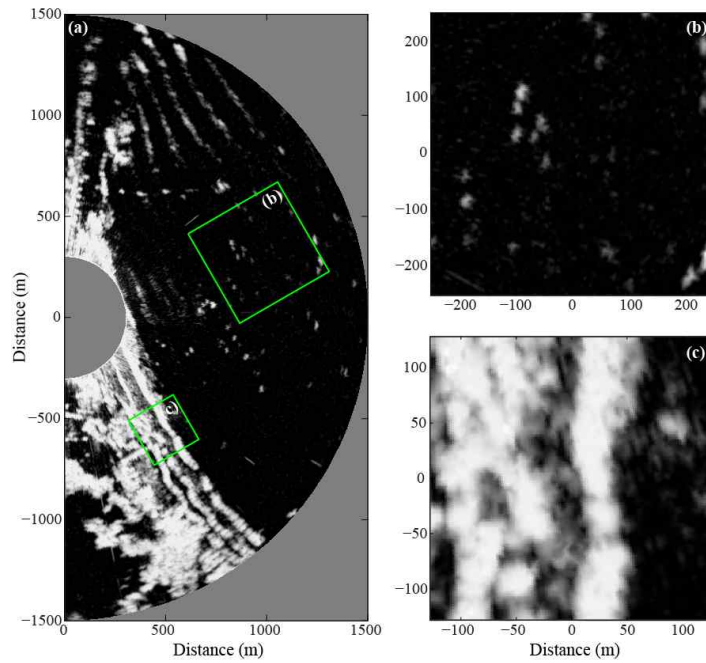


그림 2.42 동해안 화진 해수욕장에서 너울 발생시 (2004년 12월 6일 02:40시) 수집된 레이더 영상, (a) 전체 영상, (b) 입사파 측정에 사용된 외해측 영역, (c) 쇄파대 영상.

반면, 해안선 근처 천해 지역에서는 두 경우 모두 동일하게 큰 차이 없이 넓게 발달한

쇄파대를 보이고 있다. 따라서, 레이더 영상자료의 SNR을 계산하면, 풍랑시 외해측 해역 및 해안선 근처 천해역의 SNR 값은 모두 높게 나오지만, 너울성 파랑 발생시에는 외해측 해역에서 SNR 값은 낮고 해안선 근처 천해역에서는 높은 값이 나오게 된다.

레이더를 이용한 파고측정의 정확성을 높이기 위한 방법으로, 본 보고서에서 제안하는 방안은 시시각각 수집되는 레이더 영상자료(burst)에 대하여 외해측의 해역과 해안선 근처 천해역에서 SNR 값을 동시에 계산하여 외해측 해역의 SNR 값이 천해역 SNR 값보다 작을 경우는 천해역의 SNR 값을 사용하여 입사파의 파고를 산출하는 것이다. 그림 2.43는 이 방법을 통하여 산출된 입사파의 파고관측 결과 및 현장 실측치와의 비교결과를 보여준다. 기존 WaMoS II 레이더 시스템의 분석 알고리즘에 의한 관측결과에 비하여 보다 향상된 것을 알 수 있다. 그림 2.44는 천해역 SNR 값에 의하여 보정된 외해측 해역의 SNR 값과 현장에서 실측된 파고값의 관계를 보여준다.

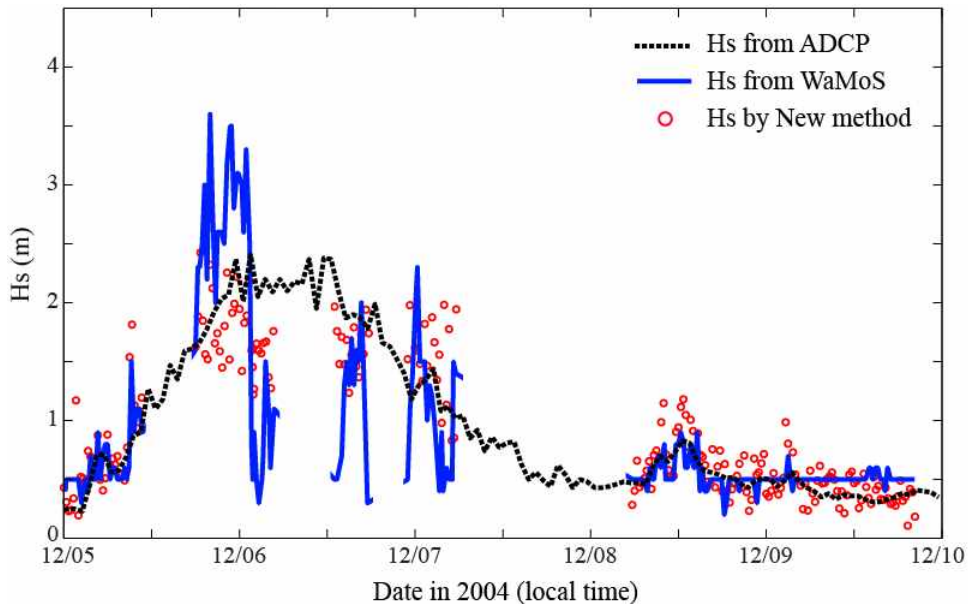


그림 2.43 현장에서 실측한 유의파고와 WaMoS II 시스템에 의한 관측치 및 새로운 SNR 보정기법에 의한 산출치의 비교 (레이더에 의해 수집된 영상자료가 일부 손실되어 관측치 사이사이에 공백 발생).

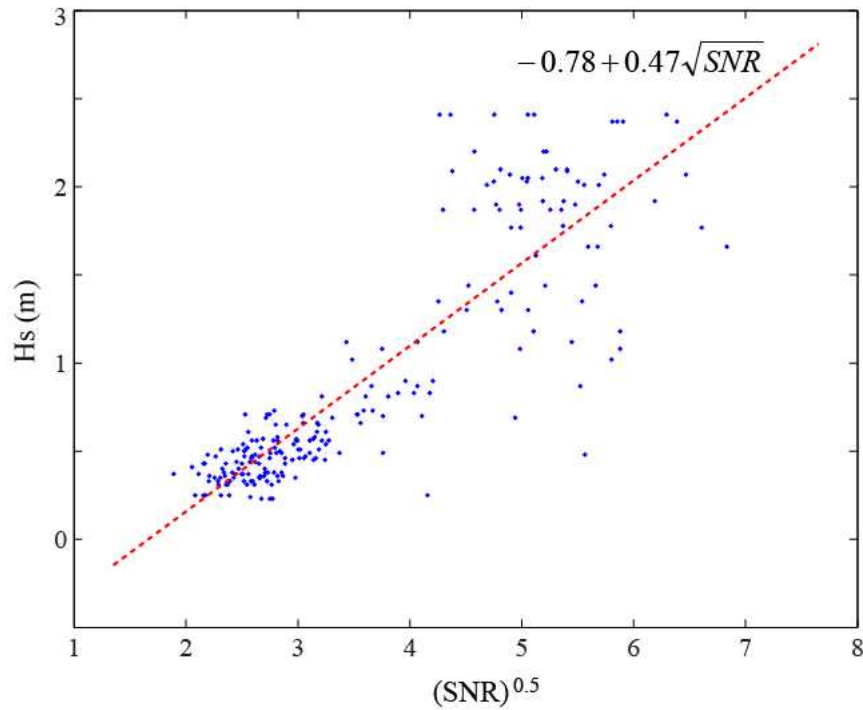


그림 2.44 새로운 SNR 보정기법을 통해 산출된 SNR과 현장에서 실측한 유의파고의 관계.

2.2 파향 스펙트럼의 보정

앞에서 언급하였듯이, 너울성 파랑 발생시 레이더를 이용한 입사파의 관측에서 입사파의 파고를 제외하고 첨두주기 및 주파향은 대체로 잘 맞는 것으로 나타났다. 하지만, 실제로 외해측 해역에서 수집되는 레이더 영상에서는 그림 2.42(b)에서 나타났듯이 해수면 파랑패턴이 눈에 띄지 않을 정도로 약하게 나타나고 배경에는 상대적으로 많은 노이즈 신호를 포함하고 있어, 이로부터 계산되는 2차원 (f- θ) 파향 스펙트럼은 큰 오차를 가지게 된다. 반면, 해안선 근처 천해역에서 수집된 레이더 영상은 큰 쇄파고에 의한 쇄파대의 발달로 파랑패턴이 잘 나타나고 있어, 이로부터 계산된 2차원 파향 스펙트럼은 외해측 해역에서 구한 것 보다 정확한 값을 갖는다. 따라서, 입사파의 파향 스펙트럼 또한 천해역에서 구한 파향 스펙트럼을 통하여 보정할 수 있다.

입사파의 파향 스펙트럼을 천해지역의 파향 스펙트럼을 통하여 보정하기 위해서는 수심 변화에 따른 굴절 및 천수 효과를 고려하여 파향 스펙트럼을 변환해야 한다. 2차원 파향 스펙트럼 $E(f, \theta)$ 는 수심 변화에 따라 주파수 함수(f - line spectrum) $E(f)$ 및 방향 분산 함수(θ - line spectrum) $G(\theta)$ 가 변형된다. 2차원 파향 스펙트럼의 천해 변형을 직접 수치해석하는 경우 많은 시간과 노력이 소요되므로, 여기서는 각각 독립적으로 계산하는 방법을 사용한다. 특히, 해수욕장 앞바다는 대부분 단조로운 수심 등고선을 갖는 경우가 많으며, 레이더를 사용한 실시간 현장관측을 위한 목적을 고려해서도 파향 스펙트럼의 천해변형 계산을 단순화할 필요가 있다.

입사파의 진행방향을 따라 에너지 Flux는 보존된다는 에너지 flux 보존법칙으로부터 2차원 파향 스펙트럼 함수를 주파수 함수와 방향 함수로 분리하여 다음과 같이 쓸 수 있다.

$$\frac{Cg_2 E_2(f) G_2(\theta_2)}{k_2} = \frac{Cg_1 E_1(f) G_1(\theta_1)}{k_1} \quad (2.48)$$

여기서, k 는 파수를 나타내고, Cg 는 파랑의 군속도를 나타내며, 아래첨자 1과 2는 각각 천해역의 수심과 외해측 해역의 수심을 나타낸다. 식 (2.48)의 양변을 θ_2 에 대해서 적분하고 Snell's law를 적용하면 다음과 같이 주파수 에너지 분포함수 및 방향 분산함수의 변환식을 구할 수 있다.

$$E_2(f) = E_1(f) \frac{Cg_1}{Cg_2} \left(\frac{k_2}{k_1} \right)^2 \int G_1(\theta_1) \frac{\cos\theta_1}{\cos\theta_2} d\theta_1 \quad (2.49)$$

$$G_2(\theta_2) = \frac{G_1(\theta_1) \left(\frac{k_2}{k_1} \right)}{\int G_1(\theta_1) \frac{\cos\theta_1}{\cos\theta_2} d\theta_1} \quad (2.50)$$

위 두식은 입사파가 해안선 쪽으로 진행하는 방향에 대해서만 고려하는 천해변형이므로 입사각 θ_2 의 범위는 $-90^\circ < \theta_2 < 90^\circ$ 에 국한하여 계산에 사용한다. 그리고, 외해측 해역과 천해 지역의 두 지점에서 각 주파수(밴드)별 주파향은 레이다 영상자료로부터 구해지므로, Snell's law로부터 유도되는 두 지점간 입사각의 관계를 보정해줄 필요가 있다. 즉, Snell's law로부터 이론적 침두파향 θ_{p2} 는 $\theta_{p2} = \sin^{-1}(k_1/k_2 \cdot \sin\theta_1)$ 로 유도되고, 레이다 영상으로부터 구한 침두파향을 θ_{pm2} 라고 하면, 보정계수 α 는 $\alpha = \theta_{pm2}/\theta_{p2}$ 로 구해진다. 결과적으로, 두 지점간 입사각의 관계는 $\theta_2 = \alpha \cdot \sin^{-1}(k_1/k_2 \cdot \sin\theta_1)$ 로 보정된다.

그림 2.45은 너울성 파랑 발생시 레이다 영상자료로부터 계산한 2차원 파향 스펙트럼 결과이다. 외해측 해역에서의 스펙트럼 결과는 주파향 및 침두파향은 대체로 선명하게 보여주지만, 전 방향에 걸쳐서 노이즈가 많이 발생하고 있다는 것을 보여주고 있다. 반면, 천해 지역에서의 스펙트럼 결과는 노이즈 없이 선명하게 에너지의 주파수 분포 및 방향 분산형태를 나타내고 있다. 그림 2.46(a)는 천해 지역에서 구한 파향 스펙트럼을 이용하여 외해측 해역에서의 2차원 파향 스펙트럼을 보정한 결과이다. 그림 2.46(b)는 같은 시간대에 외해측 해역 근처 수심 25 m 지점에 설치한 부이로부터 측정된 파향 스펙트럼 결과이다. 이 두 결과를 비교해 보면, 에너지의 방향분산 및 주파수 분포가 대체로 비슷한 형태를 띄고 있는 것을 알 수 있다. 단지, 차이점은 레이다에 의한 파향 스펙트럼이 에너지의 주파수 분포에서 0.1 Hz 이하인 장파 (즉, 파 주기가 10 초 이상인 장파) 영역을 잘 보여주지 못하고 있다는 것이다. 이 원인은 레이다의 영상자료로부터 파향 스펙트럼을 계산하기 위해서 설정한 영역(512 × 512 m)이 10 s 이상의 장파를 관측하는 데는 조금 작았던 데에서 기인한 것으로 판단된다.

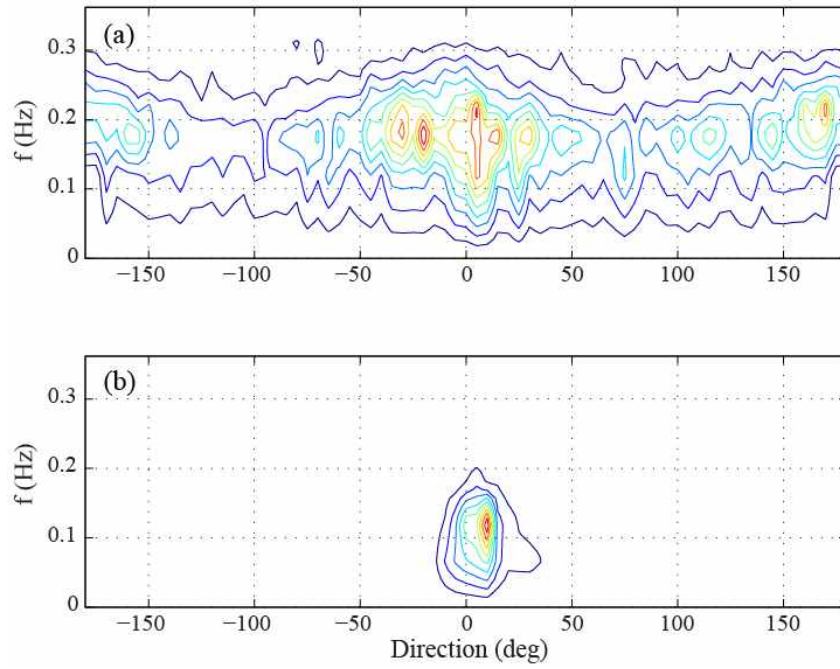


그림 2.45 레이다 영상자료로부터 (2004년 12월 6일 02:40시에 수집) 계산된 2차원 파향 스펙트럼 결과, (a) 외해측 해역에서의 파향 스펙트럼, (b) 천해 지역에서 파향 스펙트럼.

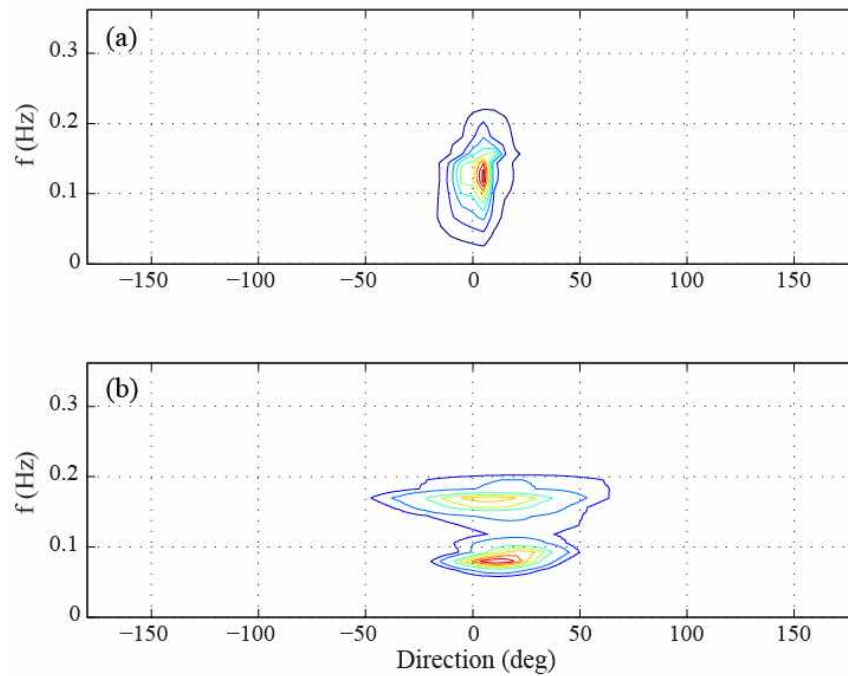


그림 2.46 (a) 천해에서 파향 스펙트럼을 사용하여 보정한 외해측 해역의 파향 스펙트럼 결과, (b) 부이(buoy)로부터 측정된 파향 스펙트럼.

vi). 결론

항해용 X-band 레이다는 안테나로부터 방사된 전자파와 해수면 리플파랑의 상호작용에 의한 공명효과(Bragg effect: Valenzuela, 1978)를 이용하여 해상 중력파를 측정하게 된다. X-band 레이다 파랑관측 시스템을 사용하여 우리나라 동해안 및 서해안에서 입사파랑을 관측하는 데 적용해본 결과, 서해안에서는 전체 실험기간 동안 레이다에 의한 측정된 파고, 침두 주기 및 주파향 등의 입사파랑이 현장 실측치와 잘 맞는 것으로 나타났다. 반면, 동해안에서는 입사파의 침두 주기 및 주파향은 실험기간 동안 비교적 정확하게 관측되었지만, 파고의 경우에 있어서는 너울성 파랑이 발생하게 되면 현장 실측치와 비교하여 큰 오차가 초래되었다. 동해는 그 크기가 1300 km 이상으로 거대해서, 해상 폭풍의 발생 전후에 먼 바다로부터 장파(파 주기가 10 초 이상) 특성의 너울성 파랑이 발달하기에 충분한 조건을 가지고 있다. 반면, 서해는 폭이 500 km 정도로 좁고 평균 수심이 약 45 m 정도로 낮아, 해상 폭풍시 파고가 3 m 정도로 높더라도 파 주기는 8 초 이하로 짧은 해안 입사파가 발생하는 것이 특징이다. 이 때문에, 서해안에서는 먼 바다로부터 해상 폭풍의 발생 전후에 너울성 파랑이 잘 발달하지 않아 X-band 레이다를 이용하여 서해안 입사파를 관측하는데 큰 오차가 없었던 것으로 판단된다.

동해안에서 레이다를 이용하여 너울성 파랑을 관측하는데 발생하는 큰 오차 문제를 해결하기 위한 방안으로, 해안선 근처 천해 쇄파대로부터 수집되는 영상을 활용하는 것이다. 외해측 심해 지역에서는 풍속이 제한점이하로 작을 때 파랑패턴이 잘 나타나지 않지만, 천해 쇄파대에서는 풍속과 상관없이 입사파의 파고에 비례하여 파랑패턴이 항상 발달되어 나타난다. 이 쇄파대 지역에서의 획득된 영상자료를 이용하여 파고측정을 향상시킬 수 있을 뿐만 아니라, 외해측 심해 지역에서의 2차원 파향 스펙트럼도 향상시킬 수 있다.

3.3 비디오 영상 자료를 이용한 연안 국지파랑 관측기술

i). 서론

공간적 변화가 큰 국지 연안에서의 파랑관측은 육상설치 비디오 및 레이다 등 원격 측정방법을 이용할 경우 넓은 범위에 걸쳐 지속적으로 안전하게 관측할 수 있다는 장점이 있다. 레이다 관측의 경우는 레이다파를 사용하여 밤과 낮에 상관없이 지속적인 관측이 가능하다는 큰 장점이 있지만 해상풍이 일정 속도 이상 (예, 풍속 3 m/s) 유지되어 않을 경우 정확성이 떨어지는 단점도 있다. 또한, 레이다의 영상의 해상도가 픽셀 당 10 m 단위로, 파랑 변형이 급격하게 발생하는 쇄파대를 모니터링하기에는 적절하지 못하다. 이에 반하여, 비디오를 이용한 파랑관측 기법은 국지적 변화가 큰 연안에서 파랑 관측에 유리하며, 레이다와 비교하여 장비의 구입 및 유지비용이 저렴하고 설치 및 교체에도 용이한 장점이 있다.

특히, 비디오 촬영영상은 높은 해상도(픽셀 당 10 cm 단위)를 가지고 있어 쇄파지역 및 해안선 근접지역에서의 파랑변형 및 이상 현상에 대해서 정밀한 모니터링을 수행할 수 있다. 예를 들어, 최근 몇 년간 동해안 방파제 인근지역에서 너울성 파고에 의해 여

러 차례 인명피해가 발생하였으며(정 등 2007), 이로 인해 동해안 방파제에 대한 월파 모니터링 및 예경보시스템 구축의 필요성이 요구되고 있다. 방파제에서의 월파는 좁은 범위 내에서도 공간적 변화가 크기 때문에 현장 계측기를 이용하여 효과적으로 모니터링 하기에는 어려움이 있다. 하지만, 비디오 관측기법을 이용하면 방파제 전 지역에 걸쳐 용이하게 관측할 수 있다. 이 외에도, 연안에서 해안 구조물을 포함하는 지형의 공간적 변화가 복잡한 지역 주변이나 폭풍우시 해저지형의 변화가 큰 쇄파대에서도 비디오 관측 기술을 사용하여 효과적으로 파랑현상을 관측할 수 있다.

해안에서의 비디오 관측기술은 1980년대 후반 이후부터, 파랑의 주기, 파장, 입사 파향, 파속과 같은 파랑의 속성들을 원격으로 측정하는 데 사용되고 있다 (Lippmann and Holman 1989; Stockdon and Holman 2000; Piotrowski and Dugan 2002). 연안에서의 파랑측정을 위해 지상촬영 비디오 영상 (Stockdon and Holman 2000) 뿐만 아니라 항공기에 탑재시켜 촬영한 비디오 영상 (Dugan et al. 2001)을 활용하기도 한다. 지상촬영 비디오 기술은 비디오의 성능, 그리고 비디오가 설치된 위치 및 높이에 따라 약간 차이가 날 수 있지만, 일반적인 관측범위는 광역적으로는 100 m 이상 거리단위 및 시간적으로는 초 단위부터 월 단위 이상까지 가능하다.

연안 파랑관측시스템의 확대 방안으로, 쇄파지역 및 방파제를 포함하는 연안구조물 일대 등 국지 연안에서 파랑정보를 효과적으로 관측하기 위한 방법 중 하나로, 비디오 영상 관측기법을 소개하고자 한다. 또한, 외국 및 국내에서의 기술개발 및 적용 현황을 소개하고, 이어서 앞으로 연안 국지 파랑정보 관측에 활용할 수 있는 방안들을 제시하고자 한다.

ii). 해안 비디오를 이용한 파랑관측 기술

일반적으로 원격영상 기술을 이용한 파랑관측은, 촬영된 시계열 이미지상의 픽셀강도 (Pixel intensity) 신호를 실제 파랑에 의한 해수면 시계열신호 대신 사용함으로써 파랑을 측정하는 방법이다. 이와 관련하여 Lippmann and Holman (1991)은 현장 실험을 통하여 파랑의 위상 및 진폭의 상대적 변화에 있어 실제 파랑신호와 비디오 이미지 강도신호 사이에 높은 상관관계가 있음을 보인 바 있다. 단독 비디오 카메라를 이용해서는 해안에서 파고를 직접 측정하는 것이 용이하지 않지만 스테레오 촬영기술을 이용하면 실제 파고도 직접 측정이 가능하다 (Benetazzo 2006).

해외 기술개발 내용 및 현황

광학 영상기법을 활용하여 파랑을 관측하는 기술은 제2차 세계대전 중에 처음으로 시도 되었다. 이는 그 당시에, 군사 상륙작전에 필요한 해양정보를 수집할 목적으로 항공기를 이용하여 적지 해상에서 해상 영상을 촬영한 것이다. 촬영한 영상으로부터 파랑의 파속 및 전파특성을 판독하고 이를 바탕으로 해상상태 및 해저지형을 역으로 계산하여 군사작전을 지원하였다 (Williams 1946). 1950년대에도 해상 항공사진으로부터 측정된 파속정보를 수심을 측량하는데 이용하기 위한 노력이 계속되었다 (Weigel and Fuchs 1953). 이후, 1980년대에 들어서면서 연안에서 발생하는 해양현상들을 관측하는

데 비디오 영상기술을 보다 다양하고 활발하게 적용하기 시작하였다.

1980년대 이후 해외에서 비디오 기술을 연안관측에 적용한 사례들을 보면, 파랑속성 (주기, 파장, 입사각, 파속 등)의 측정 (Stockdon and Holman, 2000; Dugan et al., 2001; Lippmann and Holman 1991), 표층해류 및 연안류의 측정 (Piotrowski and Dugan 2002; Chickadel et al. 2003), 해안선의 위치 및 해변경사의 측정 (Plant and Holman 1997), 해변에서 파랑의 처올림 측정 (Holman 1981), 연안수심 측정 (Stockdon and Holman, 2000; Aarnikhorf et al. 2005), 연안 사주 (Sandbar)의 위치 및 이안류 (Rip channel) 발생위치의 측정 (Lippmann and Holman 1989), 해안 지형변화 측정 (Van Enckevort and Ruessink 2001; Alexander and Holman 2004), 폭풍해일 및 쓰나미 범람 측정 (Holland et al. 1991; Fritz, et al. 2006) 등으로 요약할 수 있다.

해안 비디오를 이용하여 위에서 언급한 바와 같은 다양한 해양현상을 관측하기 위해 요구되는 주요 기술로는 크게 두 가지를 언급할 수 있는데, 하나는 비디오 이미지의 기하보정 기술이고, 다른 하나는 다차원(1차, 2차, 혹은 3차원) 신호처리 기술이다. 해안 비디오 이미지의 기하보정에 주로 사용되는 방법은 Holland et al. (1997)이 제시한 Direct Linear Transform (DLT) 기법으로, 카메라의 설치각도 및 자세에 대한 정보 없이도 이미지 촬영범위내의 실제 공간좌표에서 측정한 지상기준점들만을 이용하여 기하보정이 가능하도록 과정을 단순화하였다.

해안 비디오로부터 관측되는 해양현상들을 물리적인 수치로 정량화하기 위해서는 기하보정된 시계열 이미지 자료를 신호처리하는 과정을 거쳐야 한다. 현장 계측기를 이용하여 한 지점에서 측정한 시계열 파랑자료에 대해서는 일반적으로 1차원 스펙트럼 신호분석 기법을 사용하여 파랑속성을 계산하지만, 시계열 비디오 이미지 자료의 경우 3차원 자료배열 구조를 가지므로 2차원 이상의 다차원 신호분석 기법의 적용이 가능하다. 위에서 언급한 해외 사례들을 살펴보면, 해안 비디오를 통하여 수집된 3차원 자료배열 구조 전체를 신호분석하는데 사용하지는 않았으며, 연구목적에 따라서 3차원 배열구조를 변형하여 사용하고 있다. 이에 따라, 해안 비디오 분석기술의 주요 유형은 비디오 자료가 어떠한 형태 및 구조로 준비되어 이용되는나라는 관점에서 다음과 같이 네가지로 분류할 수 있다. 1) 3차원 입방체 기법, 2) 2차원 이미지 타임스택 기법, 3) 2차원 이미지 노출평균 기법, 그리고 4) 2차원 이미지 시간차 분석기법 등이 있다.

3차원 입방체 기법 : 비디오 이미지의 3차원(거리-거리-시간) 자료구조를 그대로 사용하여, 이 3차원 자료배열 전체로부터 3차원 푸리에 변환을 통하여 2차원 파수(wavenumber) 및 1차원 주파수(frequency)로 구성된 도메인상으로의 3차원(파수-파수-주파수) 에너지 스펙트럼을 계산하는 방법이다. 가장 대표적인 예로, Dugan et al. (2001)은 이 분석기법을 이용하여 항공촬영 비디오 영상으로부터 침두파장, 침두파향, 침두주파수 등 파랑 속성인자 및 표층해류를 측정하였다.

2차원 이미지 타임스택 (Timestack) 기법 : 이 기법은 3차원 자료구조 전체를 사용하기 보다 2차원 공간평면에서 어느 한 방향으로 (주로 해안선 방향이나 해안선에 대한 수직방향) 1차원 단면을 지정한 다음 이 1차원 단면에 대해서 축적된 이미지의 시계열 자료 (이미지 타임스택)를 분석하는 기법이다. 결국, 이 이미지 타임스택은 2차원 (거리-시간) 자료 배열구조를 갖는다. 해안선에 대한 수직방향으로 제단된 일정거리에 대해서 생성된 이미지 타임스택은 1차원 스펙트럼 분석기법을 적용하여 주로 거리에 따른 파랑

속성인자들의 변화를 측정하는데 이용되며 (Stockdon and Holman 2000), 해안선 방향으로 제단된 일정거리에 대해서 생성된 타임스택은 주로 쇄파대에서 해안선 방향 연안류를 측정하는데 쓰인다 (Chickadel et al. 2003).

2차원 이미지 노출평균 기법 : 이 기법은 일정시간 동안 촬영된 비디오 이미지를 시간평균하여 얻어진 2차원 이미지로부터 주로 쇄파대의 지형특성을 분석하는데 사용된다. Lippmann and Holman (1989)은 2차원 평균 이미지를 사용하여 해안에서 쇄파점의 공간적 분포를 분석하고 이로부터 쇄파를 유발시키는 사주의 위치와 이안류가 발생하는 이안채널 (Rip channel)의 위치를 제시하였다. Aarninkhof and Ruessink (2004) 및 Aarninkhof et al. (2005)는 2차원 평균 이미지를 이용하여 바다로부터 쇄파대의 해안선 쪽으로 쇄파의 소산율을 도출하고 이에 근거하여 쇄파대의 해저지형을 역계산하였다. 이 외에도, 2차원 노출평균 이미지는 시간변화에 따라 해안선의 위치변화를 측정하고, 이로부터 해변경사를 측정하는데도 사용되었다 (Plant and Holman 1997).

2차원 이미지 시간차 분석기법 : 위에 언급된 3가지 기법들은 연속촬영한 여러 장의 이미지들을 사용하는 반면, 이 분석기법은 시간차를 두고 촬영한 단 두 장의 이미지를 비교분석하여 파랑을 관측한다. Fritz et al. (2006)는 2004년 인도네시아 쓰나미 비디오 영상으로부터 시간차를 두고 두 장의 이미지를 선별해 내었으며, 이들 이미지에 2차원 cross-correlation 분석을 적용하여 쓰나미의 육상범람 속도를 측정하였다.

해안 비디오를 이용하여 해안을 관측하는 가장 큰 장점 중 하나는 연안에서 공간적으로 넓은 지역에 걸쳐 파랑을 측정할 수 있다는 것이다. 뿐만 아니라, 동시에 파랑활동에 의해서 해안지형이 변화되어가는 패턴을 직접 관측하거나 해수면에서 측정된 파랑속성 값들을 이용하여 해저지형의 변화를 지속적으로 모니터링할 수 있다는 것이다. 위에서도 언급하였지만 Dugan et al. (2001)과 Stockdon and Holman (2000)은 해안 비디오로부터 공간적으로 측정된 파랑속성 값들을 이용하여 해저수심과 해저지형의 변화를 역추산하였다. 2차원 노출평균 이미지들로부터는 파랑활동이 가장 격렬하게 일어나는 쇄파대의 발생위치 및 범위 뿐만 아니라, 사주의 위치, 해안선 및 해변경사의 변화 등의 해안지형의 변화에 대한 정보를 지속적으로 구할 수 있다.

국내에서의 적용사례

지금까지 국내에서 해안 비디오를 해양현상 관측에 적용한 사례는 적으며, 또한 현재 이 비디오 기술의 활용 수준도 아직까지는 해안 모니터링에 적용하기 위한 실험적 단계에 있다고 할 수 있다. 해안관측을 위한 비디오 기술의 실험적 최초 시도로서, 김 (2003)과 김 등 (2006)이 2차원 이미지 노출평균 기법을 사용하여 우리나라 해변에서의 촬영한 비디오 영상으로부터 해안선을 추출하고, 시간에 따른 해안선의 전진과 후퇴를 관측함으로써 해안지형을 측정할 수 있다. 그리고, 이 2차원 이미지 노출평균 기법 등을 이용하여, 국토해양부에서는 2003년 이후 우리나라 주요 해수욕장에 대해서 해안침식 모니터링과 함께 파랑관측도 병행하여 실시하고 있다 (국토해양부 2008). 이 외에도, 최근 비디오 관측기술을 해양관측에 적용하기 위한 여러 가지 시도들이 진행되고 있다.

만리포 현장실험에서 쇄파대 변화관측에 대한 적용사례

한국해양연구원에서는 연안파랑 관측장비 및 기술을 개발하기 위한 노력의 일환으로

수압식 파고계 및 데이터 로거(Data Logger)를 자체 개발하여 활용해 왔다 (Park et al. 1989). 쇄파대에서 수압식 파고계에 의한 파고의 측정은 비선형성의 증가로 정확한 파고를 측정하는데 제약을 받는다. 이러한 문제점을 보완하기 위해서, 2008년 12월중 실시된 만리포 집중 현장실험기간 동안 수중에 설치된 여러 수압식 파고계와 더불어 디지털 비디오를 해변 높은 장소에 설치하여 파고계의 각 위치에서 쇄파의 여부를 관측토록 하였다. 그림 2.47은 Stockdon and Holman (2000)이 제시한 해안선 수직방향 이미지 타임스택 기법을 사용하여 파고계들이 설치된 이미지상의 단면을 (그림 2.47(a) 참조) 따라서 생성한 2차원 (거리-시간) 시계열 이미지자료로서 (그림 2.47(b) 참조), 연속적으로 촬영된 비디오 자료로부터 수중관측 계기로서는 구별해 낼 수 없는 시간에 따른 쇄파 여부 및 비율에 정보를 얻을 수 있음을 보여준다.

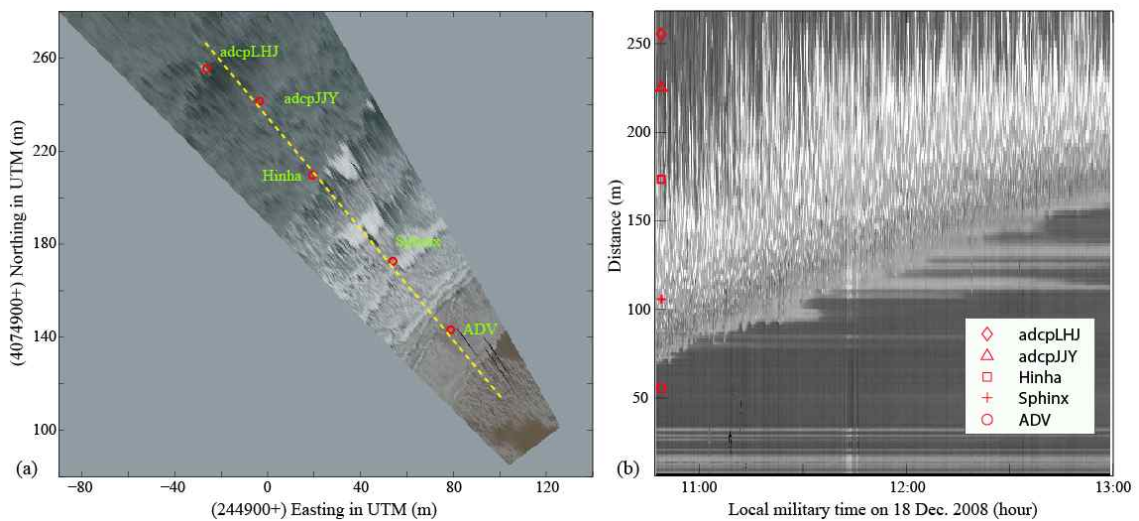


그림 2.47 (a) Rectified view of a video snapshot captured at the Malipo beach in December, 2008 with locations of the deployed in situ sensors along the cross-shore transect for generating a image timestack, (b) a cross-shore image timestack generated along the transect aligned through the sensors.

이 비디오 자료의 쇄파 현황정보를 이용하여, 수압식 파고계 등 현장 계측기를 통하여 측정된 파랑자료로부터 쇄파 및 쇄파전후의 파고 및 파속의 변화 등 파랑변형에 대한 매커니즘을 분석하는 데 활용하고 있다. 또한, 비디오 자료로부터 파랑특성 및 쇄파정보를 분석하여 쇄파지역에서 연안류 및 해저지형의 변화를 관측하는 기술을 개발하고 있는 중이다. 비디오 영상자료를 이용한 연안 국지 파랑 관측 기술의 검증을 위해 많은 현장 파랑 관측 장비를 동시에 설치하여 현장 실험을 실시중에 있다.

보령 이상고파 관측을 위한 적용사례

2008년 5월 4일 보령에서 발생한 이상고파의 경우는, 국지성이 강해 지역에 따라 관측된 파랑 특성이 큰 차이를 보였다. 또한, 보령항 인근 관측소에서 수집된 자료로부터도 보령읍 소재 죽도 유원지 사고지점에서 거대 인명피해를 가져온 이상고파의 특성을 파악하는 것이 불가능하였다. 얼마 전까지만 해도 이러한 이상고파의 특성에 대해서 단지 목격자의 진술에 의존하여 파악하거나, 발생 당시 인근 식당에서 촬영한 비디오 자료

의 정성적 관찰에 의존한 분석이 주를 이루었다. 하지만, 최근에 이 비디오 자료로부터 비디오 이미지 분석기술을 적용하여 발생 당시 이상고파에 대한 파랑특성 (파고, 주기, 파속, 파향 등)을 정량적으로 분석하였다 (Yoo et al. 2008). 이에 대한 한 예로, 그림 2는 죽도 유원지 사고지점에서 촬영한 CCTV 비디오 영상자료로부터 이상고파의 파고변화를 측정하는 것이다. CCTV 영상자료로부터 그림 2(b)의 해수면 위의 수직바위 주위에 나타나는 이상고파의 파고변화 분석을 위하여, 이미지상의 바위 높이를 현장측정을 통하여 검정하였다. 이후, 이 바위 중앙의 수직단면을 따라 2차원 이미지 타임스택을 생성하였고 (그림 2(c) 참조), 선인식 기법중 하나인 Canny 기법을 (Canny 1986) 사용하여 시간변화에 따른 해수면 변화의 추세선을 추출하였다 (그림 2(d) 참조). 이 이상고파의 분석결과는 이상고파의 최대파고 발생 전후로 약 3분주기의 장주기파가 평상시와는 다르게 현저하게 발달하고 있는 것을 보여주고 있다.

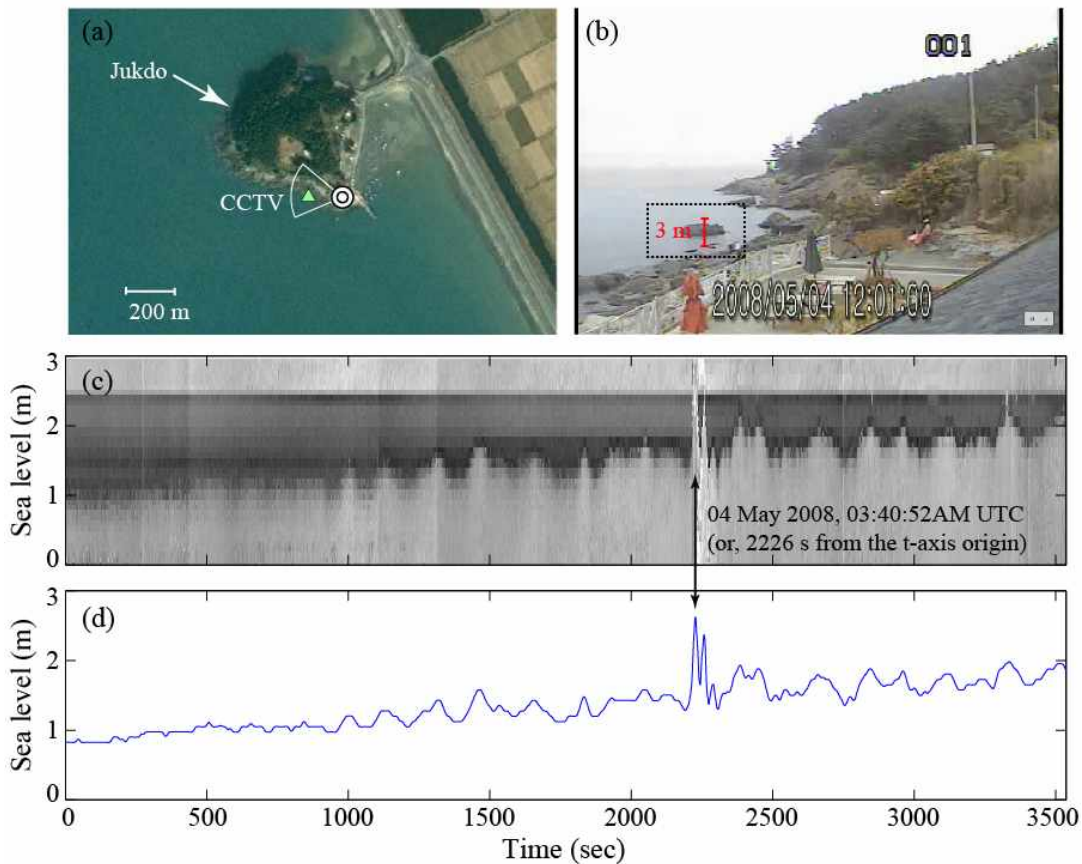


그림 2.48 (a) Location of a CCTV camera deployed at the southern end of the Jukdo facing incoming ocean, (b) a rock column sticking out of the sea surface to quantify the surface oscillations, (c) image timestack generated along the 3 m high vertical transect in (b), (d) time-series of the sea-level data extracted from (c) using an edge detection method.

월파 관측에 적용

최근에 폭풍성 혹은 너울성 이상 장파에 의한 갑작스런 방파제 월파로 인하여 인명피해 및 재산피해 사례가 자주 발생하고 있다. 예를 들면, 2007년 2월 24일 강원도 강릉시 안목항 북방파제에서, 2007년 10월 28일에는 강원도 속초시 동명동 바닷가에서 그리고 2009년 1월 10일에는 강원도 강릉시 주문진읍 주문리 방파제에서 너울성 파랑에 의한 인명 사고가 발생했다. 위와 같은 방파제의 월파에 의한 자연 재해를 줄이기 위해서는 월파의 모니터링 및 예경보 지원 체계가 요구되는데 방파제 월파의 정량적 예측은 방파제에 입사하는 국지적 입사파의 파고, 주기, 파향에 따라, 그리고 방파제의 물리적 특성에 따라 크게 변하기 때문에 현장에서의 월파고 및 입사파에 대한 정량적 모니터링이 무엇보다도 중요하다.

울산 현대중공업에서는 동해와 접해있는 방파제에 대해서 CCTV를 설치하여 실시간으로 월파 여부를 모니터링하고 있다. 하지만, 모니터링하는 기술 수준은 정량적인 정밀 분석이 아닌, 정성적인 수준에서 육안으로 확인하는 정도로 월파 여부를 확인하고 있는 상태이다. 국토해양부에서도 동해안 방파제에서 해안 비디오 기술을 월파관측에 적용하려고 계획하고 있으나 아직까지 체계적으로 활용하는 단계는 아니다.

iii). 향후 우리나라 연안파랑 관측에의 비디오 활용 방안

쇄파대에서의 파랑 관측

인간의 가장 중요한 활동 무대인 연안지역 특히 쇄파대는 해양, 육지의 경계 지역이며, 대부분의 해양구조물이 설치되어 있는 중요한 공간이다. 또한, 쇄파대에서는 파랑, 수면변화 및 해·조류가 서로 복합적으로 일어나는 곳으로 이러한 각종 현상에 대한 매커니즘이 아직 과학적으로 잘 규명되어 있지 않다. 이러한 이유로, 쇄파대에서 현장관측 실험에 의한 체계적인 현장자료의 확보는 매우 중요한 일이다. 현재, 우리나라에서 연안 해역에서 파랑을 관측하기 위해서, 부이식 파고계, 수압식 파고조위계 그리고 일부 연안 잔교에서 공중발사형 초음파식 파고계를 주로 이용하고 있다. 그러나 쇄파대에서는 수심이 아주 얇고 파랑의 비선형성이 강해 부이식 파고계를 설치 운용할 수가 없으며, 수압식파고계는 관측된 수압식 파고자료의 분석에 어려움이 있고, 직접 파랑을 관측하는 공중 발사형 초음파식 파고계나 staff식 파고계는 센서를 설치하기 위한 구조물 설치에 어려움이 따른다. 쇄파대에서 위와 같은 여러 형태의 파고계를 사용하여 파랑을 계측하는 것은 현실적으로 어려울 뿐만 아니라, 여러 지점에서 동시에 관측할 수 없는 제한점도 있다. 따라서, 이러한 제한점을 보완하고 효과적으로 파랑정보를 획득할 수 있는 방법 중의 하나로 비디오를 이용한 파랑관측 기술과 소수의 현장 관측 장비를 이용한 관측방법을 복합하여 그동안 현장 관측 계기로 측정하지 못했던 국지 현상들을 측정하여 보완하여 활용하는 것이다.

너울성 파랑 관측을 통한 인명피해 저감

최근 우리나라 동해안에서는 풍랑주의보 발효 등으로 해상기상이 좋지 않을 때뿐만 아니라 상대적으로 바다날씨가 좋을 때도 너울성 파도로 인해 많은 인명피해 및 재산피해가 발생하고 있어 국가적인 관심이 모아지고 있다. 이러한 현상에 의한 피해를 방지하기 위해서는 우선적으로 그 발생원인 및 전파 매커니즘에 대한 규명과 이를 기반으로 한

예·경보 체제의 연구개발 및 적용이 필요하다.

너울성 파랑에 의한 방파제 월파의 정량적 예측을 위해서는 주어진 특정 방파제에 대해서 입사파랑 관측과 방파제에서의 월파에 대한 현장 관측 자료가 축적되어야 한다. 특히, 방파제 월파는 좁은 범위 내 특히, 공간적 변화가 크기 때문에 앞서 언급한 바와 같이 방파제 부근에서 기존의 파랑 관측 계기를 이용하여 관측하는 것은 어려우므로 그 해결방안의 하나로 비디오를 이용한 너울성 파랑의 관측 및 활용방안이 필요하다. 방파제 월파정보의 실시간 모니터링과 이의 정밀 분석을 통하여 각종 예측모델 운영에 필요한 과학적인 정밀정보를 제공하고, 아울러 그 분석결과를 기록·축적시킴으로써 월파에 대한 기초연구와 예측기술 개발에 활용할 수 있다. 예를 들면, CCTV의 영상자료로부터 방파제의 구간별 정량적 월파정보로 압축하여 지속적으로 기록 유지하여 활용하게 하고, 입사파 정보와 연계시켜 방파제의 각 구간별 정량적 예보로 발전시켜 재해피해를 사전에 방지할 수 있을 것이다.

해안침식 모니터링

우리나라와 같이 과거에 연안개발을 활발히 진행해온 나라에서는 연안침식에 의한 피해를 크게 입고 있어 연안침식에 대비한 기반기술을 확보하여 근원적인 중장기적인 대책 수립이 필요하다. 이를 위해서는 파랑에 의한 연안침식에 대한 정확하고 정량적인 모니터링과 원인분석 및 예측기술의 검증을 통하여 향후 대책기술을 개발하는 것이 필요하다. 연안 구조물 설치에 따른 연안 침식 재해 저감을 위한 기반 연구를 위해 대규모 연안 구조물 공사현장 일대에서 현장 관측자료가 확보되어야 연안에서의 파랑 및 퇴적역학 과정에 대한 이해를 높일 수 있고, 연안지형 변형모델에 대한 검증 및 개선 뿐만 아니라 연안침식 재해저감 기반기술의 확보가 가능하다.

수심이 아주 얇은 지역에는 사람이 들어가서 측심하는 것이 가능하고 또 깊은 곳에서는 선박을 이용한 수심을 측량하는 것이 가능하지만, 쇄파대를 포함하는 그 중간지역에서는 수심 변화를 모니터링하는 것이 용이하지 않다. 이를 위한 기술 개발에 많은 노력이 진행 중이나 아직까지 큰 진전을 보이지 않고 있다. 원격탐사를 통한 직접 수심 측정 방법으로 SHOAL (Irish and Lillycrop 1999)을 이용하여 투명한 바다에서 수심을 원격으로 측정하기도 하지만, 연안 토사이동에 가장 중요한 지역인 쇄파대 부근에서는 노이즈로 인하여 수심측량에 어려움이 많다. 하지만, 비디오 기술에 의한 쇄파대에서 파랑특성 관측 결과를 이용하면, Inverse Model을 통하여 수심을 계산하는 것이 가능하다. 전국적으로 문제가 되고 있는 연안 침식 재해 저감을 위해 비디오 기술을 활용하여 Inverse Model에 의한 연안 수심 변화를 지속적으로 모니터링 할 수 있는 체제의 구축에 활용될 수 있다.

이상고파 모니터링

동해안에서의 너울성 파랑과 함께 최근 우리나라 서해안에서는 이상고파로 인해 많은 인명피해가 발생하고 있다. 서해안의 경우, 2007년 3월 31일 새벽 전남 영광군 법성포 일대서 해수가 범람해 인명 피해가 있었고 또 2008년 5월 4일에는 충남 보령해안에서 이상고파 내습으로 인명피해가 있었다. 이와 같이 서해안에서도 이상고파로 인한 인명피해가 해마다 늘고 있지만 그 발생 및 전파 메커니즘이 잘 규명되지 않고 있어 예보가 어려운 실정이다. 이러한 현상의 관측을 통하여 발생원인 및 메커니즘에 대한 연구와 함께

이에 대한 예경보 체제의 연구개발이 필요하다.

서해안에서 보령 이상고파와 같은 국지적인 이상파의 관측을 위해 조위 관측망 및 파랑 관측망을 계속적으로 확대하는 데에는 무리가 따른다. 반면, 비교적 적은 비용으로 설치가 가능한 비디오를 이용하면 쉽게 이상고파에 대한 관측망을 확장할 수 있다. 한편으로, 해안가의 식당이나 기타 보안 등을 위해 설치한 CCTV를 공동으로 활용하여 정보를 수집하는 체제를 마련하면 보다 더 수월할 수 있다. 또한, 기상청에서 해안의 해상상태를 파악하기 위해 설치·운영하고 있는 CCTV를 활용하여 이상 파랑을 정량적으로 측정하는 방안과 먼 도서 및 해상에서 CCTV를 이용한 장파의 실시간 연속관측소의 추가 확보방안에 대해서도 검토할 필요가 있다.

iv). 결론 및 제언

우리나라에서 파랑관측은 해양기상예보, 군작전, 안전한 해상교통 지원, 각종 연안 개발 및 연안구조물의 설계 조건의 기반자료로 활용하기 위하여 기상청, 국토해양부, 해양 관련 연구기관 및 대학 등에서 부이식 파고계, 수압식 파고계, 초음파식 파고계 등 각종 유형의 파고계를 사용하여 국지적 영향이 적은 곳에서 연안으로의 입사파의 관측에 중점을 두어 수행하여 왔다. 앞으로는 연안 국지에서의 파랑 정보의 확보를 위해 확장 필요성이 증대 되고 있어 이에 대한 대책이 요구된다.

해안과 육지의 경계지역이며, 대부분의 연안구조물이 설치되는 중요한 공간이자 인간의 가장 중요한 활동 무대인 연안지역 특히 쇄파대 부근에서는 파랑, 수면변화, 해·조류가 서로 복합적으로 일어나는 곳이지만, 쇄파대에서 발생하는 각종 현상에 대한 매커니즘이 아직 과학적으로 잘 규명되어 있지 않은 상태이다. 한편으로는, 최근에 동해안에서 발생하고 있는 너울성 파도나 서해안에서의 이상고파 등으로 인해 많은 인명피해 및 재산피해가 발생하고 있어 사회적인 문제가 되고 있다. 이러한 국지 현상에 대해서는 발생 원인이거나 전파의 매커니즘을 규명하고 예측기술을 개발하는 것이 시급히 요구되고 있으나, 현재로서는 이러한 현상을 관측할 수 있고 예경보할 수 있는 체제가 미흡한 실정이다. 이 때문에 연안지역에서 현장관측 실험에 의한 체계적이고 지속적인 현장자료의 확보는 파랑에 의한 다양한 해안현상을 이해하고 예측하는데 있어서 매우 중요한 일 중에 하나이며, 또한 시급히 강구되어야 한다.

연안 파랑관측시스템의 확대 방안으로 쇄파지역 그리고 방파제를 포함하는 연안구조물 설치 지역 등 국지연안에서 파랑정보를 효과적으로 원격관측하기 위한 기법중 하나로, 원격영상 기술을 이용한 파랑관측 방법 즉, 비디오 영상(CCTV 영상포함) 관측기법을 소개하였다. 해외에서는 비디오나 CCTV를 이용하여 파랑관련 다양한 해안현상 및 연안재해 문제를 이해하고 해결해온 반면, 국내에서는 그 적용사례가 적다. 최근에 해안 관측을 위한 비디오 기술의 적용시도로, 주요 해변에서 해안선 변화 모니터링, 만리포 현장실험에서 쇄파대 관측, 보령 이상고파 관측, 그리고 울산 현대중공업 방파제에서 월파 관측 등에 적용하려는 여러 실험들이 진행되고 있다.

향후 우리나라 연안 파랑관측에 원격영상 기술을 이용한 연안 파랑관측의 한 방안으로 해안에 비디오나 CCTV를 추가 설치하거나 기존에 설치되어 있는 광학영상 촬영장비들을 통합하여 활용하면, 쇄파대에서의 파랑관측, 동해안 방파제 부근에서의 너울성 파랑 및 월파 관측, 서해안에서의 이상고파 관측, 그리고 동해안 등에서 심각한 문제로 대

두되고 있는 해안침식의 모니터링에 보다 효과적으로 적용할 수 있을 것으로 기대된다. 또한, 현재 국내에서의 실험적 단계에 있는 비디오 영상자료를 이용한 연안 국지파랑 관측기술의 개발을 위한 지속적인 연구노력과 함께, 이러한 연구개발을 통한 활용기술과 예·경보 기술을 개발을 통하여 연안 재해 저감에 크게 기여할 수 있을 것으로 사료된다. 이와 더불어, 현재 국가기관, 지자체, 산업체 또는 식당 등 민간이 각각의 여러 목적과 활용을 위하여 해안가에 설치·운영중인 CCTV를 통합 활용하여 정보 수집을 극대화하는 체계 구축과 먼 도서 및 해상에서 CCTV를 이용한 장파의 연속 실시간 관측소의 추가 확보방안에 대한 검토도 요구된다.

비디오를 이용한 연안 파랑 관측기술은 아직 초보 단계로 철저한 검증을 위한 연구가 아직 수행되지는 않았다. 비디오를 이용한 파랑관측 기술의 활용 방안에 대해 여러 가지 제안하였는데 실제 활용하기 이전에 이 기술의 활용성을 입증하기 위해 비디오를 이용한 원격 관측과 동시에 현장 계기설치에 의한 동시 관측 실험을 통하여 비디오를 이용한 연안 파랑관측 기술의 검증 결과를 제시할 수 있어야 할 것이다. 이를 위해 현재 서해 연안에서 현장실험이 실시되고 있는데 이를 동해안으로도 확장하여 여러 경우에 대한 범용적인 기술 개발을 위해 지속적인 연구 개발이 필요하다고 본다.

제 3 장 파랑관측 시스템 운영

제 1 절 개요

파랑자료는 항만 개발의 계획, 설계, 건설, 운영, 보수뿐만 아니라 연안 퇴적물 이동 등의 연안 방재 대책 수립에 가장 중요한 외력 정보로 연안, 항만공학의 가장 필수적인 정보이다. 최근에 세계 각지에서 태풍의 강도가 커져 연안, 항만의 피해가 증가하고 있어 항만 및 연안의 재해 대책 수립을 위해 설계파의 정확한 추산 등 파랑 관측 조사가 더 절실히 요구된다. 우리나라에도 동해안 너울성 고파, 서해안 기상 쓰나미 등 이상 고파 발생으로 인명 및 재산 피해에 대한 대책으로 파랑 관측과 분석, 원인 규명, 예측 기술 개발의 관심이 증대되었다.

연안 파랑의 현장 관측, 분석 및 현장실험을 통한 예측기술 개발연구를 통하여 해양 관련 국가적 업무와 전 해양 산업에 걸쳐 필요한 의 기술과 정보를 생산 제공할 뿐만 아니라, 연안공학 연구의 기반확보로 실용 응용해양학 연구와 연계된다. 이 사업은 국토해양부에서 이전된 사업으로 장기 운영적인 성격이 강한 과업으로, 국토해양부를 위시한 국가 기관과 항만, 연안 해양관련 산업체의 구체적인 요구에도 부응해야 하는 임무 등이 있어 운영성 과업과 연구성 과업이 합쳐져 있다. 앞장에서 설명한 바와 같이 장기간 연속적으로 풍파 뿐만 장파도 포함하여 안정적으로 관측하기 위해 자기기록식 수중식 파고계를 이용하여 육지에서 멀리 떨어져 국지 영향을 받지 않는 곳에서 0.5초 간격으로 연속적으로 관측을 실시하고 태풍시의 이상파 발생시 집중 관측과 현장 실험, 그리고 인접국 일본과 태풍 파랑 관측 분석, 예측에 공동 협력 연구의 틀을 만들도록 하였다.

제 2 절 정기 연안 파랑관측 시스템 운영

2.1 정기 파랑 관측소 운영

전연안에 대해 주위 육지 또는 도서에 의해 차폐되지 않고 국지적 영향이 적으면서 수심이 깊지 않아 수압센서로 풍파 관측과 장파의 관측이 가능한 지역을 선택하여 강릉, 왕돌초, 홍도, 소리도, 중외, 비양도, 일향초, 안마도, 백령도 등에 자체 기록식 수압식 파고계를이용한 정기 파랑 관측소를 설치하였다. 퇴적층에 파이프를 깊게 박고, 암반에서는 굴착하여 설치대를 고정시켜 계기를 설치하였다. 년중 운영되는 파고관측소의 위치는 그림 3.1과 같다.

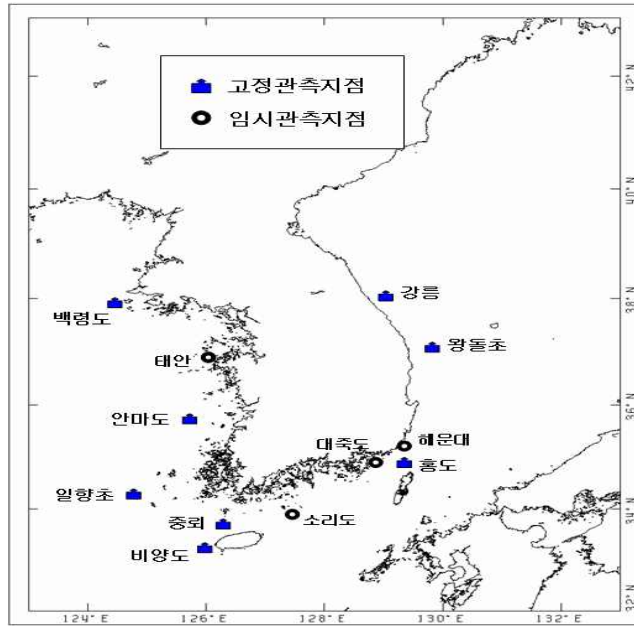
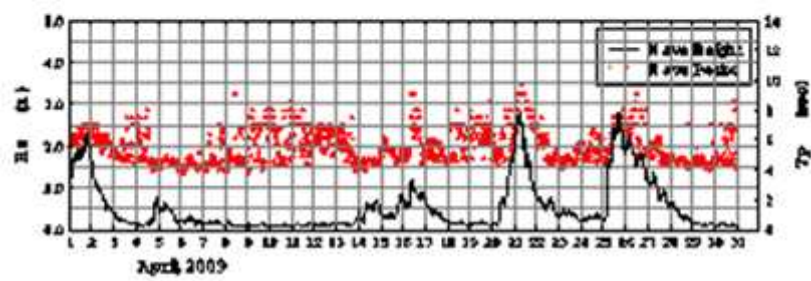
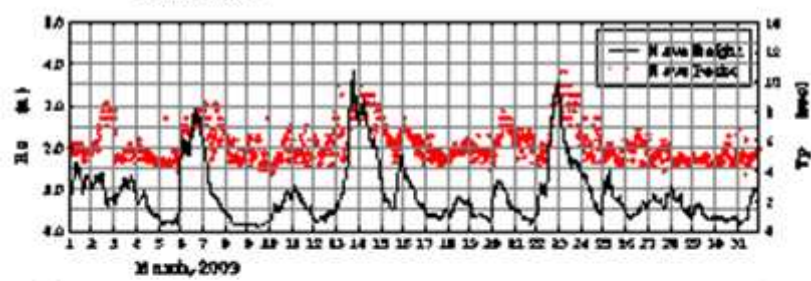
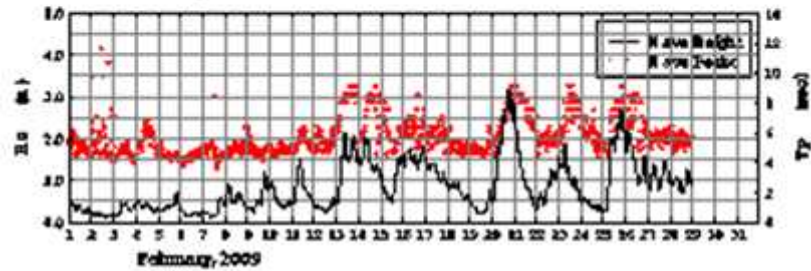
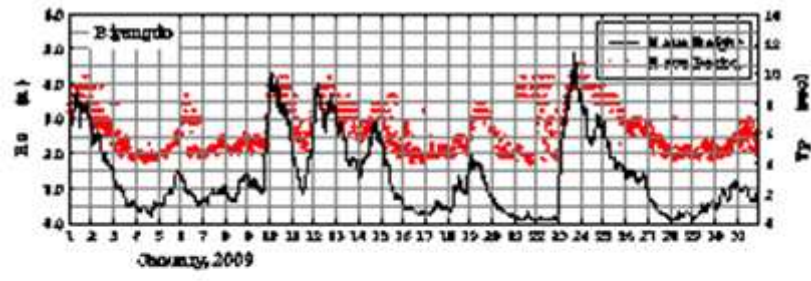
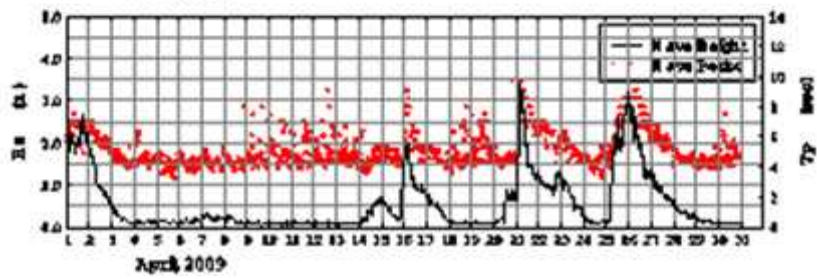
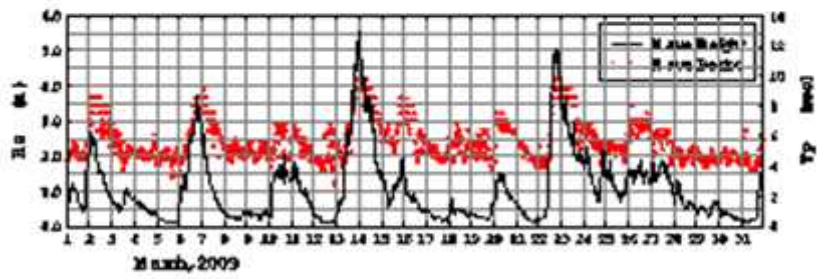
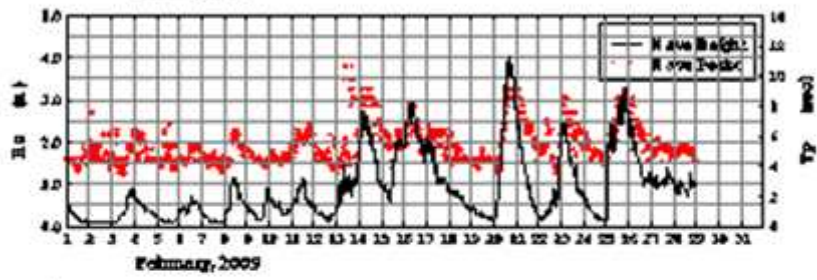
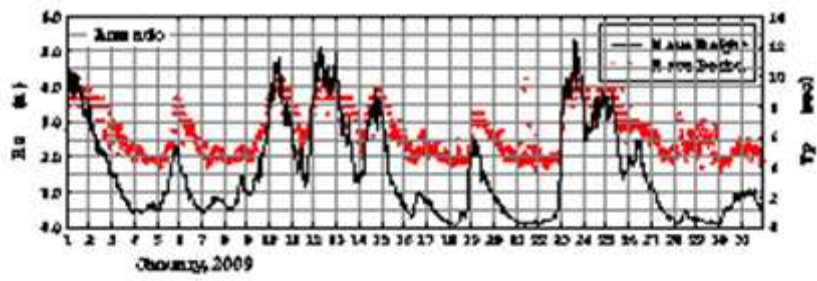
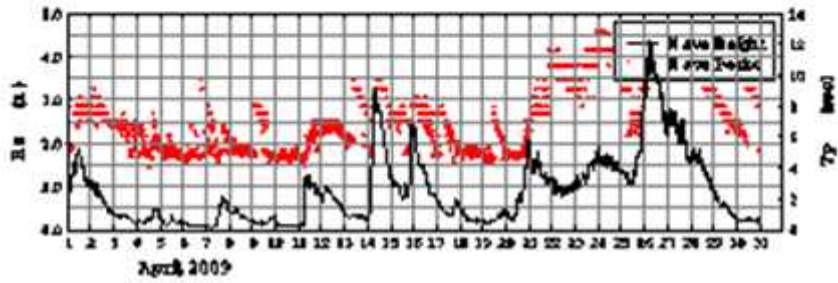
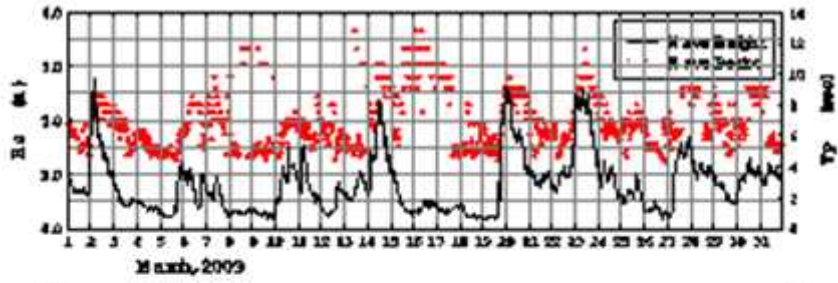
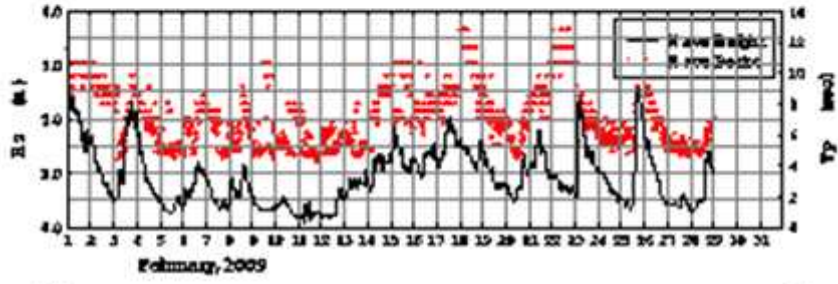
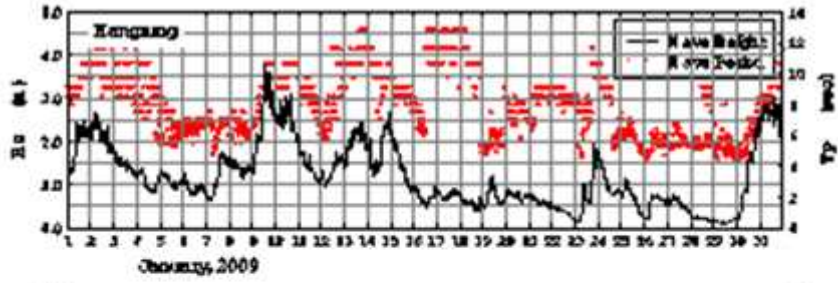


그림 3.1 수압식 파고계를 이용한 연속 파랑 관측소 위치

0.5초 간격으로 연속적으로 관측되는 정상 연안 파랑 관측소에서 측정되는 자료에서 풍파와 장파를 분리하여 풍파의 유의파와 주기의 시간적 변동의 예는 그림 3.2에서 보여 주고 풍파를 제거하고 장파의 시계열 자료의 예는 그림 3.3에서 보여 준다.







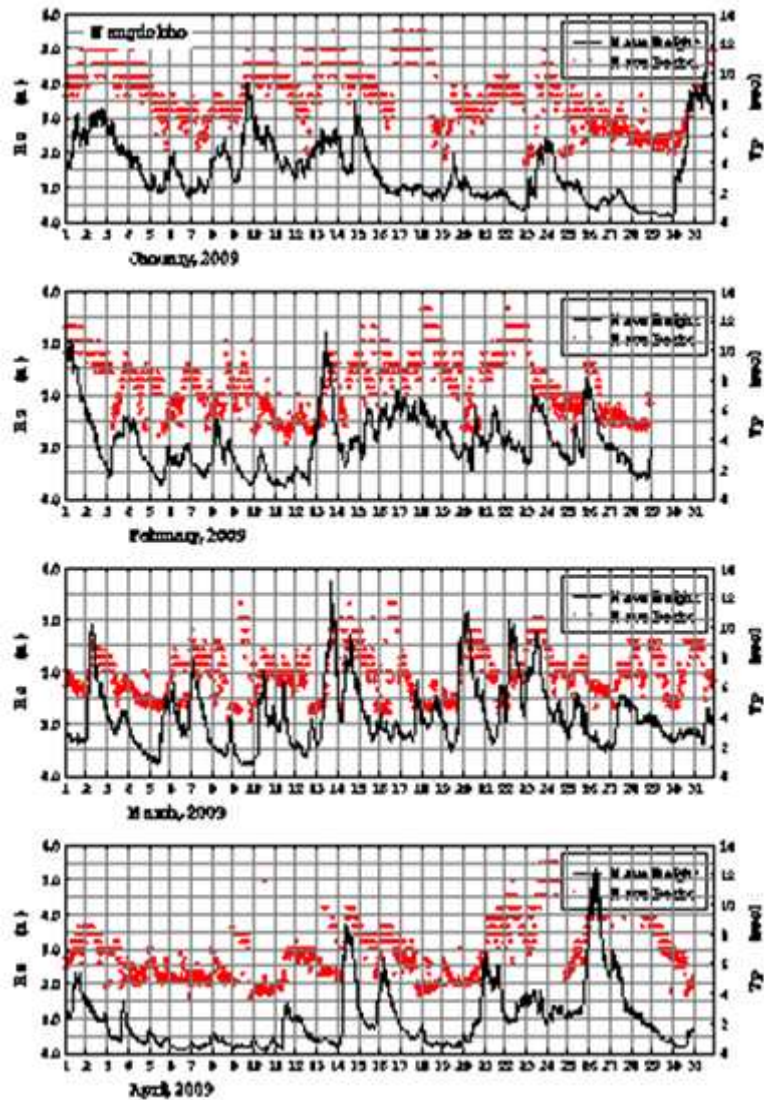


그림 3.2 풍파의 유의파고 및 주기의 시계열 자료의 예

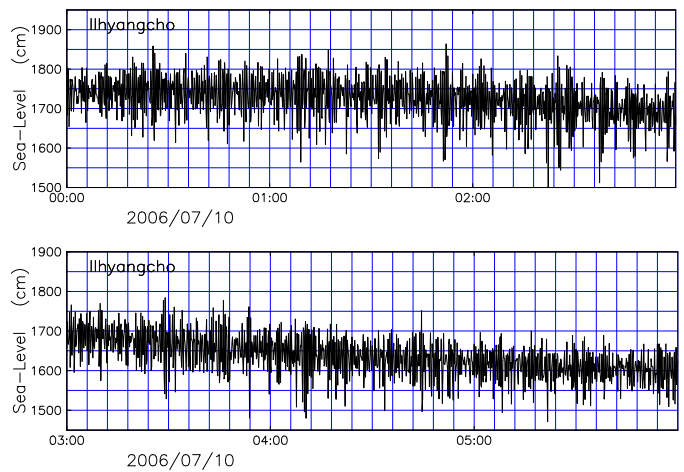


그림 3.3 관측 자료에서 장파의 시계열 관측의 예

2009년 관측에서 각 관측소의 유의파의 파고와 주기의 월별 평균의 분석 예는 표 3.1에서 보여 준다.

표 3.1 2009년 관측 자료에서 월별 유의파고 및 주기의 평균값

관측소 월별	홍도		가거초		안마도		비양도		강릉		소리도		왕돌초		천리포	
	Hs (m)	Tp (sec)	Hs (m)	Tp (sec)	Hs (m)	Tp (sec)	Hs (m)	Tp (sec)	Hs (m)	Tp (sec)	Hs (m)	Tp (sec)	Hs (m)	Tp (sec)	Hs (m)	Tp (sec)
2009 01	0.84	7.35	1.41	7.01	1.54	6.35	1.33	6.30	1.18	8.14	0.72	7.01	1.48	8.46	0.92	5.91
2009 02	0.78	7.56	1.14	6.69	0.89	5.43	0.84	5.77	0.92	7.27	0.65	7.50	1.10	7.65	0.54	5.46
2009 03	0.77	6.37	1.10	6.60	1.06	5.66	0.87	5.81	0.80	7.00	0.66	6.32	1.14	6.92	0.66	5.53
2009 04	0.59	6.72	0.64	7.29	0.55	5.19	0.53	5.58	0.88	7.32	0.49	6.68	0.96	7.05	0.39	5.32
2009 05	0.51	6.58	0.53	6.96	0.29	4.71	0.35	5.55	0.38	5.93	0.40	6.40	0.39	5.17	0.27	5.17
2009 06	0.73	7.24	0.79	6.82	0.25	5.33	-	-	0.39	6.07	0.49	7.20	-	-	0.33	5.74
2009 07	0.97	6.94	1.07	7.09	0.26	5.42	-	-	0.53	6.57	0.68	6.87	-	-	0.38	6.25
2009 08	0.85	7.02	1.14	7.90	-	-	-	-	0.35	5.47	0.71	7.16	-	-	0.34	6.93
2009 09	0.50	6.75	0.84	7.22	-	-	-	-	0.86	7.34	0.44	6.95	-	-	-	-
2009 10	0.70	8.99	-	-	-	-	-	-	-	-	0.65	9.11	-	-	-	-
년평균	0.73	7.05	0.99	7.05	0.76	5.45	0.79	5.81	0.68	6.72	0.59	7.01	1.09	7.28	0.48	5.79

연속적으로 관측되는 파랑 관측소의 자료에서는 풍파 뿐만 아니라 모든 주파수대의 파랑의 정보를 얻을 수 있다. 그림 3.4는 서해의 안마도와 동해의 왕돌초에서 연속 관측 자료에서부터 주파수 스펙트럼의 분석한 예를 보여 준다.

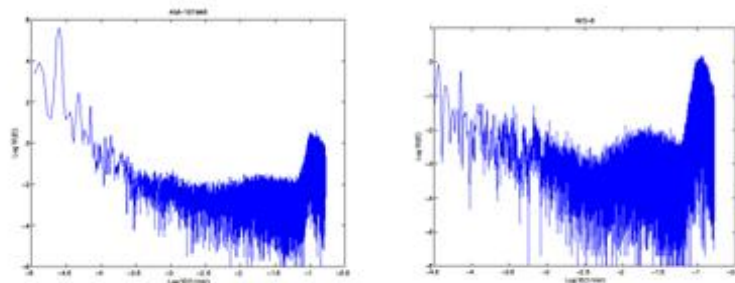


그림 3.4 안마도(좌) 및 왕돌초(우) 관측소의 전 주파수대의 파랑 스펙트럼의 예

장파는 여러 주파수대에 걸쳐 있어 장파의 종류에 따라서는 그림 3.5의 검조소의 수위 관측 자료의 예에서 보는 바와 같이 조석과 폭풍해일과 더불어 수위를 결정하여 침수 범람 추산 및 재해 대책에 중요한 정보이며 다른 주파수대의 장파도 연안의 여러 문제에 중요한 정보로 현장 관측 자료의 축적을 통하여 예측 기술 개발의 연구가 필요하다.

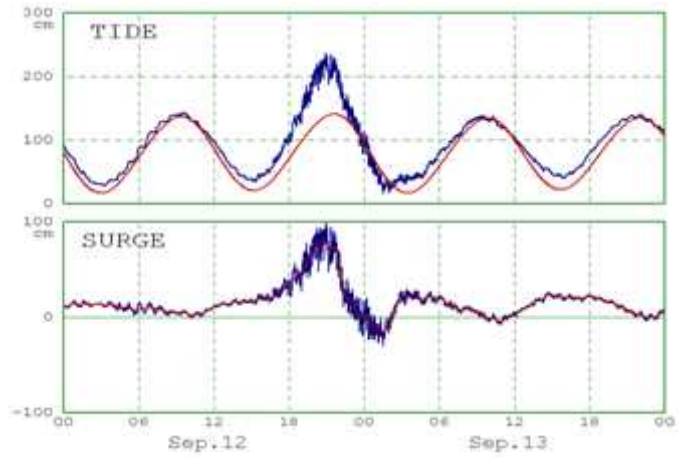


그림 3.5 김조소 조위 자료에서 폭풍해일 성분과 장파 성분의 합성의 예

일반적으로 장파는 그림 3.6의 예와 같이 국지 풍파와 연관이 있는 것과 그림 3.7의 예와 같이 국지 풍파와는 상관이 없고 먼 곳의 폭풍과 상관이 있는 장파와 그림 3.8의 예와 같이 이 두 경우의 합성으로 되는 경우로 구분할 수 있다.

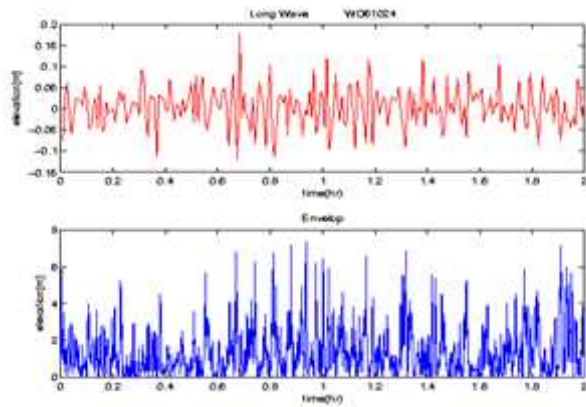


그림 3.6 국지 풍파와 연계된 장파의 예

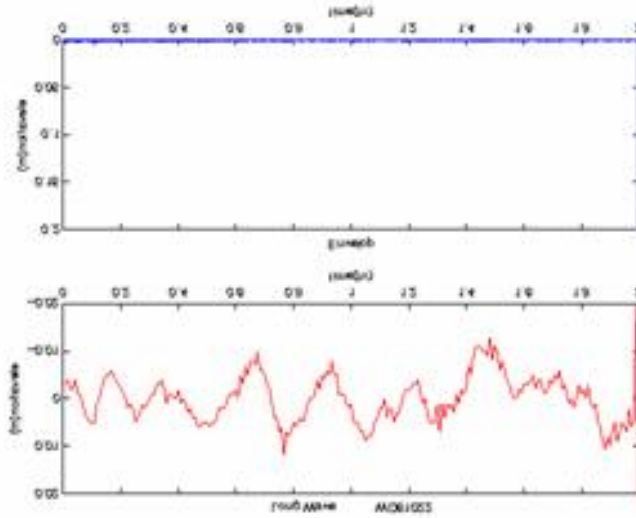


그림 3.7 국지 풍파와 연관이 적은 장파의 예

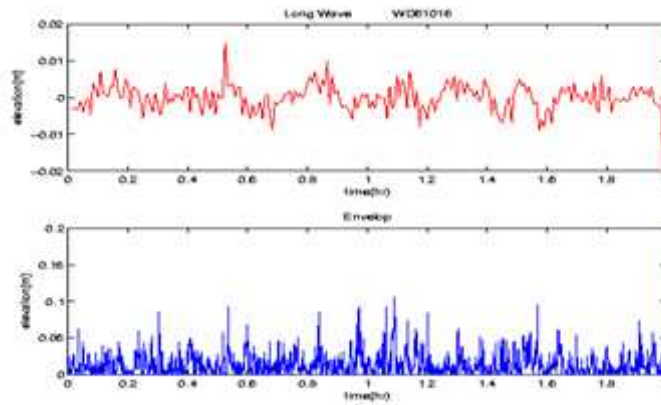


그림 3.8 국지파와 연계된 장파와 연관이 없는 장파의 혼합의 예

그림 3.9의 왕돌초 파랑 자료에서 예로 보는 바와 같이 주기가 5분 이하의 장파는 풍파의 wave group 분석 결과와 상관관계가 크지만 주기가 5분 이상의 장파는 풍파의 wave group과 상관 관계가 적은 것을 알수 있다. 주기가 상대적으로 짧은 장파는 풍파와 연계가 되는 경우가 많으나 장주기 장파는 국지 풍파와 관계 없이 먼거리에서 기상 조건에 따라 발생하여 전파해 오는 것으로 그 예측 기술 개발을 위해 관측 자료의 축적이 필요하다.

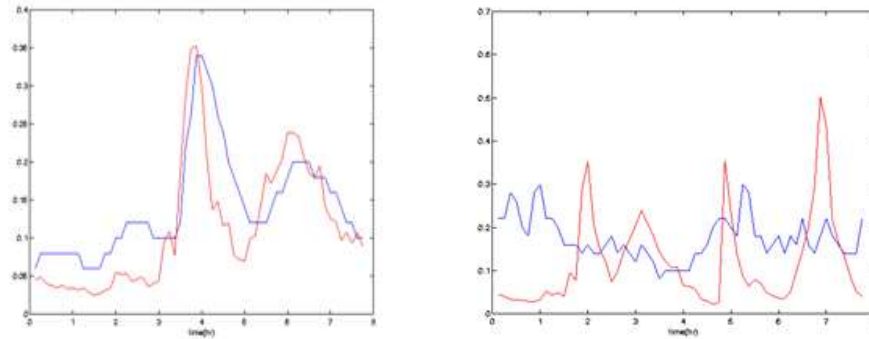


그림 3.9 왕돌초 관측소에서 주기 5분 이하(왼쪽)의 장파와 5분 이상(오른쪽)의 장파와 Wave Group 파라미터와의 관계

2.2 정기 파랑 관측소 자료의 데이터 베이스화 및 활용 연구

평상시 파랑에 대해서 자체 기록식 파고계로 연속 관측한 자료는 결측이 거의 없이 매 0.5초마다 연속적으로 측정된 파랑 정보를 축적할 수 있다는 것과 아울러 각종 장파 정보를 관측할 수 있다는 것이다. 결측은 백령도에서 계기 퇴적물 이동으로 매몰되어 결측이 발생한 경우와 중퇴에서 계기 작동이 안되어 단기간 결측이 있었던 경우를 제외하고는 거의 결측이 없이 연속 자료를 얻을 수 있었다.

이 연속 관측되는 파랑 자료는 매 0.5초마다의 원시 자료와 이로부터 분석한 파랑 분석 결과를 베이스화하여 검색과 아울러 각종 통계자료를 분석 제공하는 프로그램과 함께 만들어 사용자에게 파랑 산출 자료와 같이 제공하기 위해 다음과같이 데이터 베이스화 했다.

1. 0.5초 간격의 원시 자료
2. 매 30분 간격의 자료로 분석한 파랑 분석 자료 및 조위 자료
3. 매 분 간격의 장파 자료

이들 관측 자료를 활용하여 진행되는 풍파에 대한 연구 조사는 다음과 같이 나열된다.

1. 파랑 산출 모델의 검증
2. 각 해역마다 파랑의 특성 조사
3. Wave Group 발생 특성 분석

이 파랑 관측 시스템의 부산물로 축적되는 장파 관측 자료는 조석, 해일을 포함한 각종 장파에 대한 연구에 활용된다. 대부분의 검조소가 항내에 설치되어 있어 여러 국지적 영향이 포함되어 있어 원해로부터 조석과 등 장파가 진행될 때 중간 수심에서 현장 관측

자료가 이들 장파의 진행, 변환을 연구하는 데 소중한 자료로 이용된다.

조석, 조류는 연안에서 각종 물질의 이동을 좌우하고 각종 응용에 필요한 정확한 해수면의 추산등으로 매우 중요하다. 심해에서 거의 선형인 조석파가 연안으로 진행하면서 해저 마찰 소산 등 비선형 과정으로 많은 연안 조석 성분을 생성하고 변형 되는데 이에 대한 더욱 정확한 이해와 예측을 위해서는 이 파랑 관측 시스템에서 생산되는 것과 같은 국지 영향이 적은 중간 수심에서의 장기 연속 관측 자료가 활용되고 그리고 아직 잘 이해를 못하고 있는 각종 장파에 대한 이해와 예측 기술 개발에 활용되고 있다. 이들 파랑 관측소의 장파 관측 자료를 이용한 연구 결과는 향후 학술 논문으로 발표를 준비하고 있고 다음 파랑 관측 및 산출 보고서에서 자세히 서술할 예정이다.

파랑 Envelope 스펙트럼과 파랑 Group 파라미터를 분석하여 매 관측소마다 월별로 파일을 만들어 데이터베이스화하여 wave group 특성 분석으로 이상파고시 지역별(동서, 남해), 기상시스템별(태풍, 동계고기압, 온대성저기압 등), 특성분석을 하고 장파의 발생 특성, 통계 분석 및 장파와 연안 환경요소와 상관 관계 분석, 발생 기작, 예측 가능성 평가, 파랑의 시 변동 특성 분석 및 파랑 변동 요인의 분석, 상관 관계 조사 자료를 축적했다.

제 3 절 태풍 통과시 이상파의 집중 관측

3.1 태풍시 이상파의 관측 및 현장 실험

태풍은 고파를 일으켜 우리나라 남부 지역의 연안 구조물 설계파가 대부분 태풍시의 파랑에 의해 결정되어 태풍 통과시의 파랑 관측 자료의 축적이 무엇보다 중요하다. 그동안 부이식 파고계를 이용한 관측에서는 잦은 결측으로 태풍 통과시 파랑 관측이 결측되는 경우가 많았다. 수압식 자체 기록식 파랑 관측소의 설치 유지 이후에는 결측되는 경우가 거의 없어 파랑자료의 확보에 유리했다. 그러나 태풍과 같이 중요한 경우에는 더 많은 관측 자료의 축적이 필요하고 또 Directional Wave-rider 부이 등을 이용하여 정밀 2차원파랑 스펙트럼 자료의 관측이 요구된다. 태풍이 자주 발생하는 하계에 주요 태풍 진로에 미리 파고계를 추가 설치해두고 아울러 태풍 내습 예보시에 즉시 예측되는 태풍 진로에 파고계를 설치하여 추가 자료의 확보를 추진했다.

아울러 태풍 통과시 이상 파랑 발생시에 천해에 여러개의 파고계를 설치하여 천해 파랑변환 모델의 검증, 그리고 부이식 파고계와 수압식 파고계를 동시에 서리하여 고파시에 비선형 영향을 고려한 수압식파랑 자료 분석기술 개발을 위한 현장실험, 그리고 방파제등에서 반사파 측정실험등 여러 현장 실험을 실시했다. 태풍통과시의 평상 관측소에서 관측된 파랑자료와 추가 집중 관측에서 측정된 관측 자료는 데이터 베이스화하여 연구자들이 쉽게 이용할 수있게 하였다.

그림 3.10은 태풍 Shanshan 통과시 동해 남부 해역 및 대변항 일대에서 집중 관측 실험의 계기설치위치를 그리고 그림 3.11~12는 그 때의 파랑 관측 자료를 예로 보여 주며 그림 3.13은 태풍 나리 통과시에 가덕도 부근에서 수입식 파고계와 ADCP로 관측한 파랑 자료를 보여준다. 태풍시의 연안 국지 파랑 모델에서 태풍에 의한 연안류와 파랑과의 상호 작용을 고려하기 위해 연안류 추산을 위해 ADCP를 설치하여 파랑스펙트럼과 동시에 연직 유속 관측도 실시했다(그림 3.14).

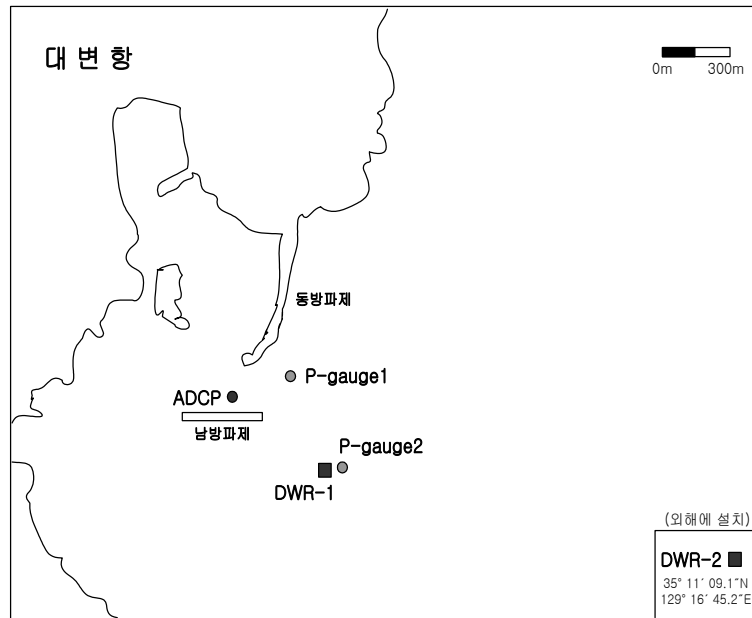


그림 3.10 태풍 산산 통과시 파고계 설치 위치 (대변항 일대)

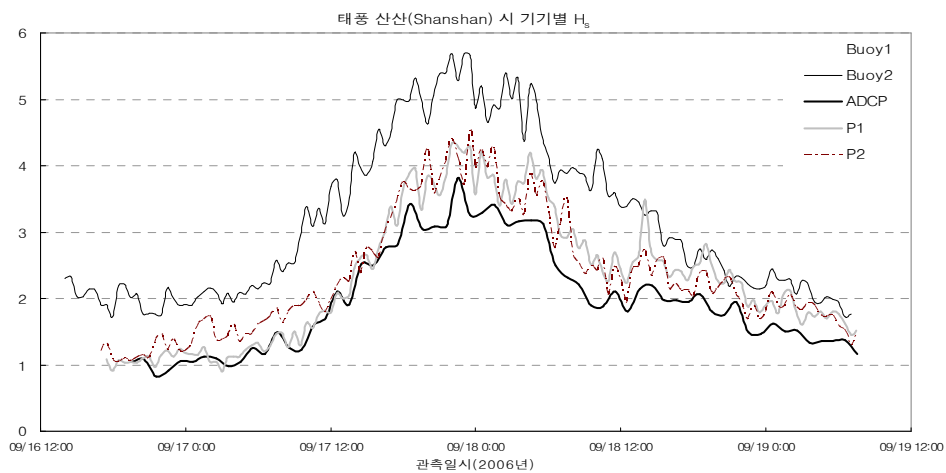


그림 3.11 태풍 산산 통과시 각 관측기기별 파랑관측 결과의 예(파고)

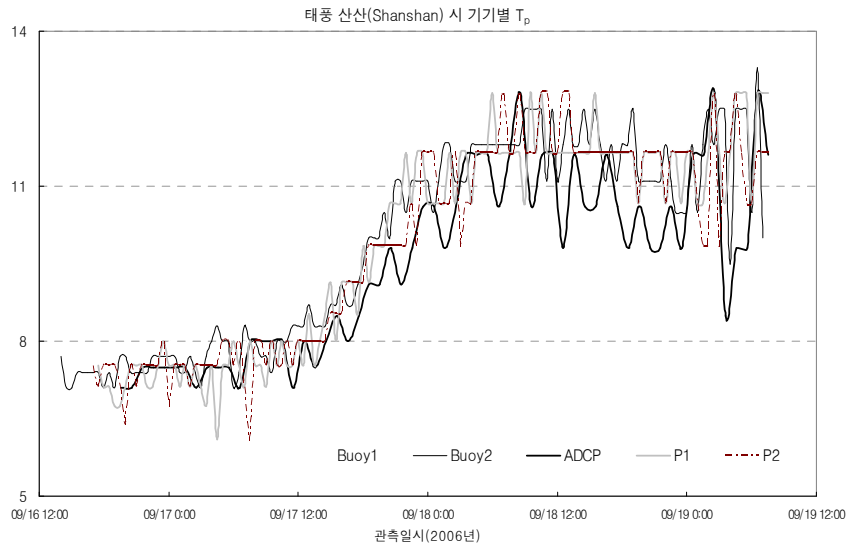


그림 3.12 태풍 산산 통과시 각 관측기기별 파랑관측 결과의 예(주기)

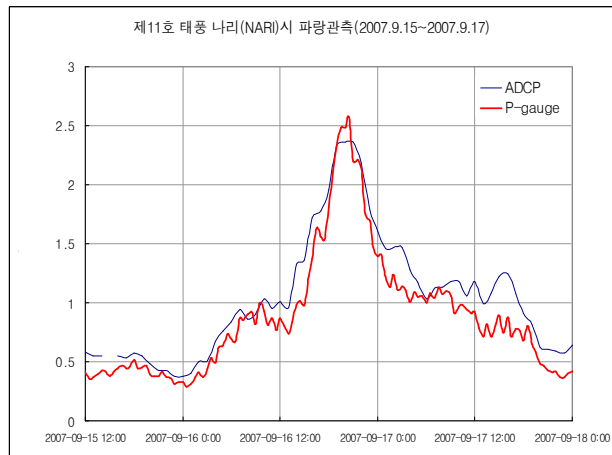


그림 3.13 태풍 나라 통과시 파랑 관측 자료 비교의 예

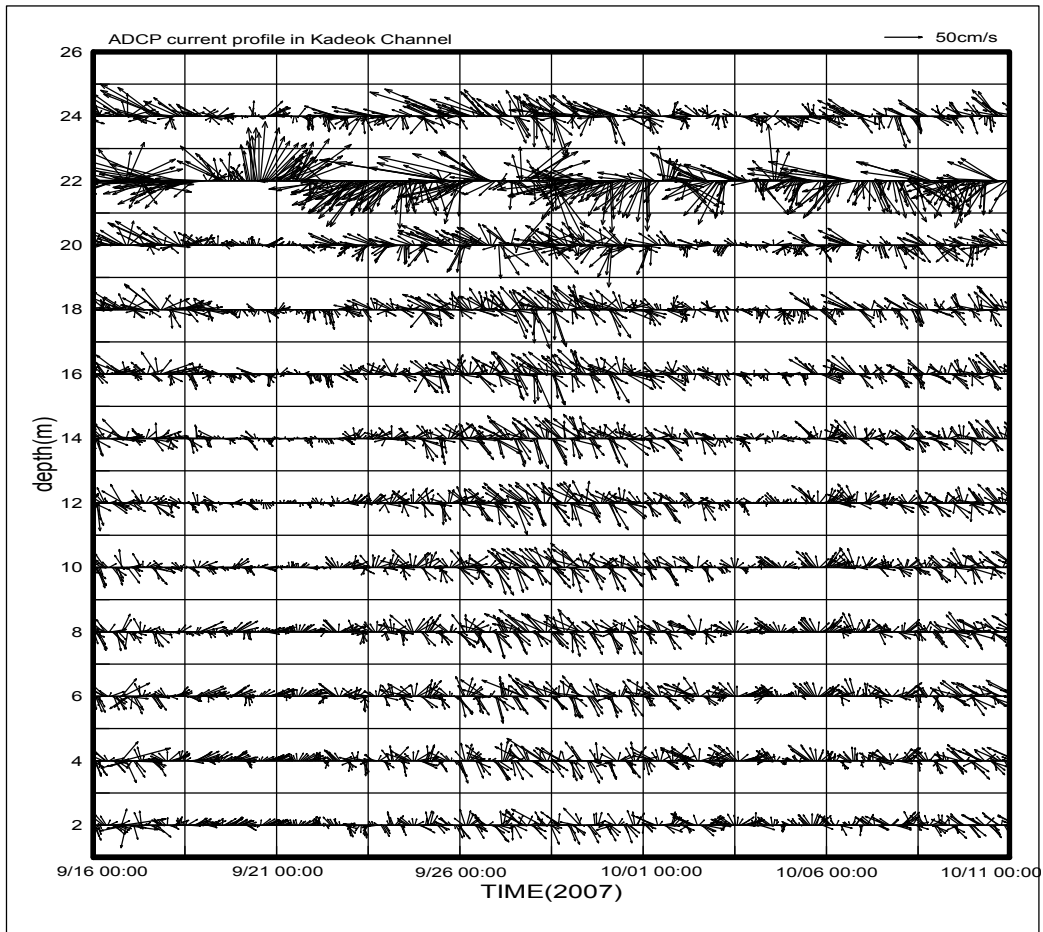


그림 3.14 가덕도 부근에서 태풍 나리 통과시 ADCP 관측에 의한 층별 유속 및 유향 자료

3.2 태풍 나비 통과시의 우리나라와 일본의 파랑 관측 자료

3.2.1 태풍 나비

태풍 나비는 우리나라와 일본에 모두 영향을 주어 태풍 나비 내습기간중 우리나라 및 일본의 파랑관측소에서 관측된 자료를 분석하고, 파랑특성을 알아본다. 태풍 나비는 2005년 8월 29일 미국 괌 동북동쪽 해상에서 발생하여 서진하다가 북서로 진로를 바꾸어 9월 6일경 일본 가고시마를 통과한 후, 9월 7일경에는 우리나라의 동해안을 지나 9월 8일 15시경 일본 삿포르에서 온대성 저기압으로 약화되었다. 제14호 태풍 나비의 진로도는 그림 3.15와 같으며, 진행위치 및 중심기압 등은 표 3.11과 같다.

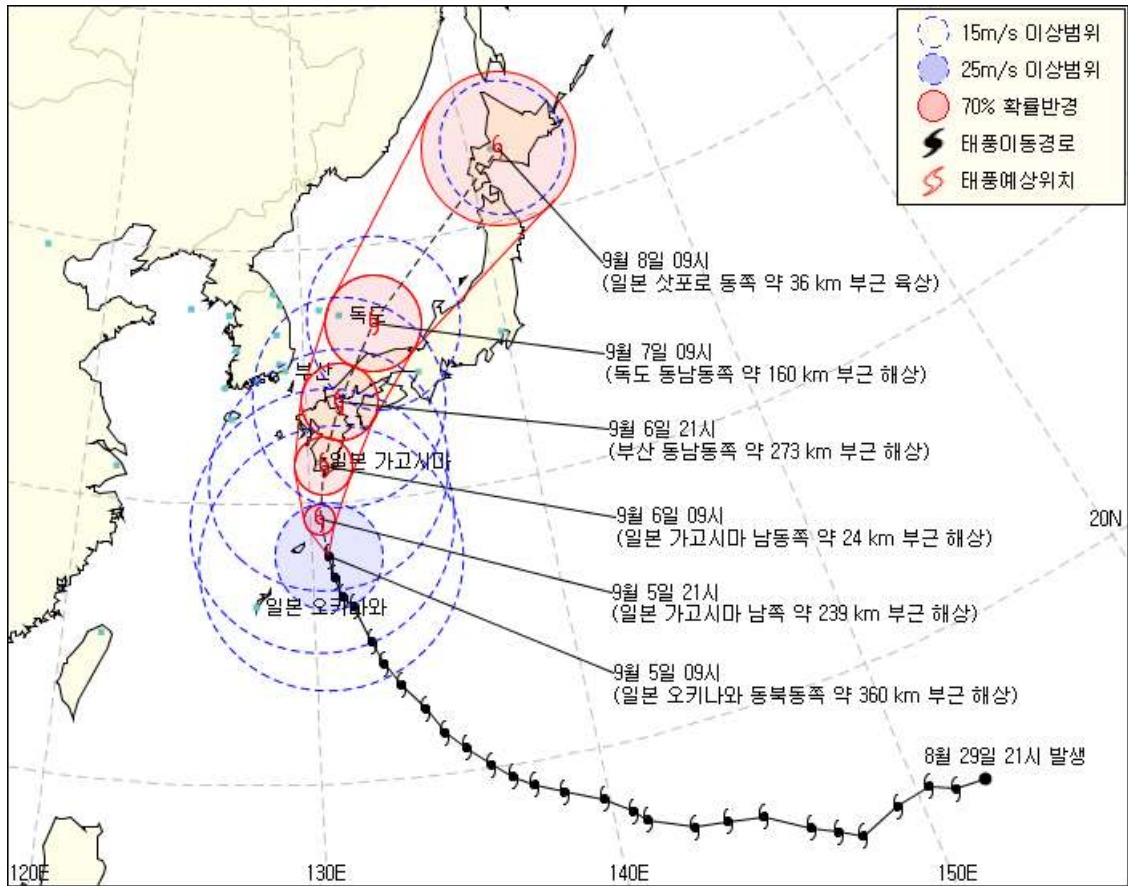


그림 3.15 태풍 나비의 진로(기상청 자료)

표 3.2 태풍나비의 중심기압 및 이동 진로

TIME(UTC)	Lat. (°N)	Long. (°E)	Press. (hPa)	Wind (kt)	TIME(UTC)	Lat. (°N)	Long. (°E)	Press. (hPa)	Wind (kt)
2005082912	15.0	152.3	994	040	2005090503	28.4	130.5	935	085
2005082918	15.1	151.2	990	045	2005090506	28.8	130.4	935	085
2005083000	15.1	150.2	985	050	2005090509	29.1	130.2	935	085
2005083006	15.1	149.2	980	055	2005090512	29.4	130.2	935	085
2005083012	14.8	147.8	975	060	2005090515	29.7	130.1	940	085
2005083018	15.2	147.1	965	070	2005090518	30.2	130.2	945	080
2005083100	15.6	146.3	950	080	2005090521	30.8	130.2	945	080
2005083106	16.4	144.9	945	085	2005090600	31.4	130.0	950	080
2005083112	16.6	143.7	935	090	2005090603	32.1	130.1	955	075
2005083118	16.7	142.6	935	090	2005090604	32.5	130.2	960	070
2005090100	17.3	141.5	935	090	2005090605	32.7	130.1	960	065
2005090106	17.7	140.7	935	090	2005090606	33.0	130.2	965	065
2005090112	18.3	139.8	930	095	2005090609	33.5	130.3	970	065
2005090118	18.8	138.5	930	095	2005090612	34.2	130.8	970	065
2005090200	19.2	137.5	930	095	2005090615	34.9	131.1	970	065
2005090206	19.6	136.8	925	095	2005090618	36.0	131.8	975	065
2005090212	20.1	136.1	925	095	2005090621	36.9	132.2	975	060
2005090218	20.8	135.3	930	095	2005090700	37.5	133.0	980	055
2005090300	21.4	134.6	935	090	2005090703	38.2	134.0	985	055
2005090306	22.3	134.0	935	090	2005090706	38.8	135.2	985	050
2005090312	23.2	133.2	935	090	2005090709	40.0	137.0	985	050
2005090315	23.5	132.9	935	090	2005090712	41.0	138.7	985	050
2005090318	24.0	132.6	940	085	2005090715	42.6	139.7	985	050
2005090321	24.4	132.5	940	085	2005090718	44.0	141.1	985	050
2005090400	24.8	132.2	940	085	2005090719	44.5	141.5	985	050
2005090403	25.5	132.0	940	085	2005090721	45.3	142.9	985	050
2005090406	26.1	131.6	935	085	2005090800	46.0	145.0	985	050
2005090409	26.3	131.3	935	085	2005090803	47.0	147.0	985	050
2005090412	26.6	131.2	935	085	2005090806	47.4	147.9	986	000
2005090415	26.8	131.0	935	085	2005090812	48.9	150.6	984	000
2005090418	27.1	131.0	935	085	2005090818	49.8	154.2	976	000
2005090421	27.6	130.9	935	085	2005090900	49.9	157.6	976	000
2005090500	27.9	130.7	935	085	2005090906	49.8	162.2	976	000

3.2.2 태풍 나비 내습시 파랑관측

1. 파랑관측 개요

제14호 태풍 나비 내습시 우리나라에서 관측된 12지점의 자료와 일본에서 관측된 10개지점의 파랑관측자료를 분석하였다. 표 3.3는 22개 파랑관측 지점 및 관측기기가 표시되어 있다. 한편 그림 3.16은 파랑관측지점을 지도에 도시한 것이다.

표 3.3 파랑 관측소

No.	Station		Long.	Lat.	Equip.
01	leodo	이어도	125° 10' 58.8" E	32° 07' 22.6" N	Radar
02	Sungsan	성산	127° 00' 47.9" E	33° 23' 03.8" N	Dir.-buoy
03	Marado	마라도	126° 15' 18.2" E	33° 07' 35.3" N	Dir.-buoy
04	S-heongjae	소형제도	128° 54' 10.5" E	34° 57' 33.6" N	Dir.-buoy
05	Hongdo	홍도(남해)	128° 42' 45.7" E	35° 04' 03.0" N	P-gage
06	Haeundae	해운대	129° 10' 02.5" E	35° 08' 14.7" N	Dir.-buoy
07	Wangdol	왕돌초	129° 44' 02" E	36° 42' 49" N	P-gage
08	Kangrung	강릉	128° 55' 43.2" E	37° 47' 50.8" N	P-gage
09	Ilhyangcho	일향초	124° 35' 34.3" E	33° 56' 30.1" N	P-gage
10	Mukho	목호	129° 07' 30.4" E	37° 32' 52.5" N	P-gage
11	Hupo	후포	129° 27' 45.4" E	36° 40' 31.4" N	P-gage
12	Pohang	포항	129° 27' 49.8" E	36° 06' 53.4" N	P-gage
13	japan-304	烏取	134° 09' 41.0" E	35° 33' 16.0" N	USW
14	japan-305	浜田	132° 02' 11.0" E	34° 54' 19.0" N	USW
15	japan-307	室津	134° 08' 52.0" E	33° 16' 16.0" N	USW
16	japan-309	高知	133° 35' 13.0" E	33° 28' 57.0" N	USW
17	japan-402	名瀬	129° 31' 18.0" E	28° 27' 07.0" N	USW
18	japan-404	伊王島	129° 45' 15.0" E	32° 42' 59.0" N	USW
19	japan-405	玄界灘	130° 28' 05.0" E	33° 56' 02.0" N	USW
20	japan-406	藍島	130° 47' 27.0" E	34° 00' 46.0" N	USW
21	japan-411	細島	131° 43' 42.0" E	32° 26' 36.0" N	USW
22	japan-701	中城湾	127° 57' 55.0" E	26° 14' 32.0" N	USW

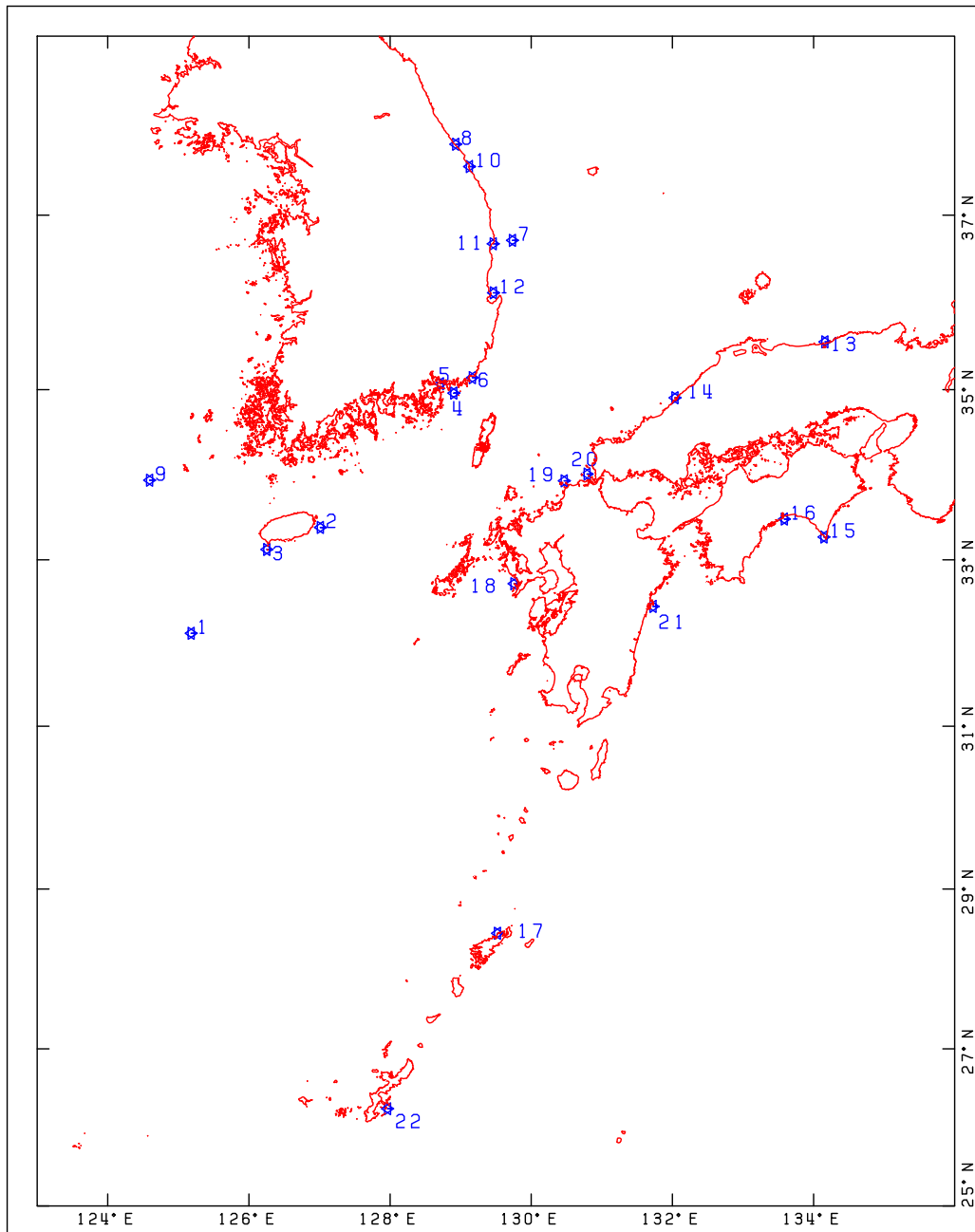


그림 3.16 태풍 나비 통과시 파랑 분석 자료 위치

2. 파랑관측 자료분석

부이식 파향파고계, 수압식파고계, 초음파식파고계(일본자료)에 의한 파고자료로 수중식 파고계에 의한 관측자료 분석은 스펙트럼법에 의한 결과이며, 초음파식파고계 분석자료는 평균파법에 의한 결과이다. 22개 파랑관측지점에서 관측된 유의파고(H_s 및 $H_{1/3}$)와 주기(Peak 및 $T_{3/1}$)의 시간변화그림은 그림 3.17와 같다. 또한 22개 지점에서 관측된 유의파고의 최고 및 주기의 발생시각과 크기는 그림 3.18와 같다. 그림 3.19은 최

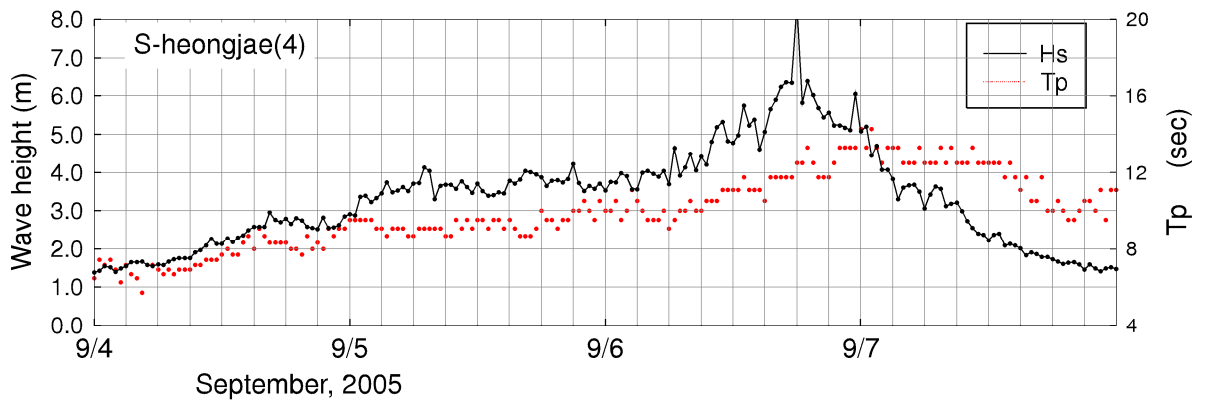
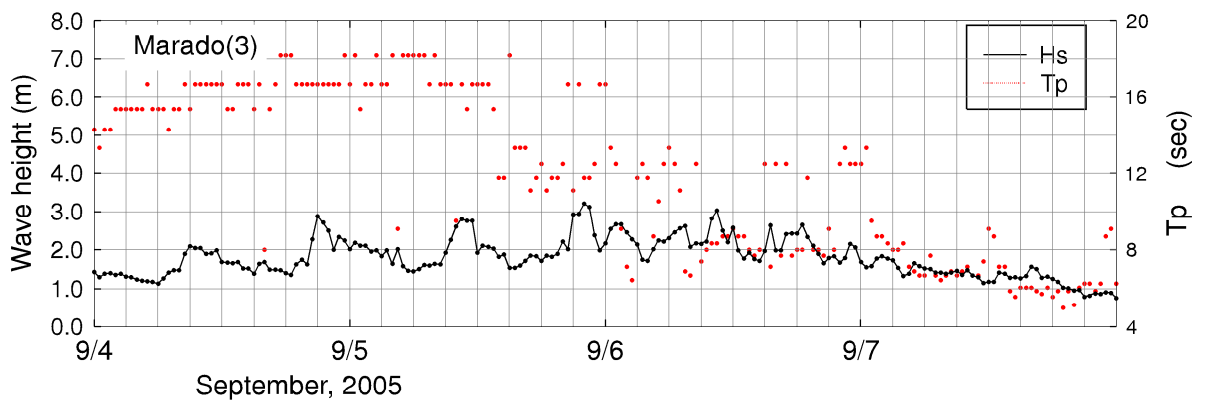
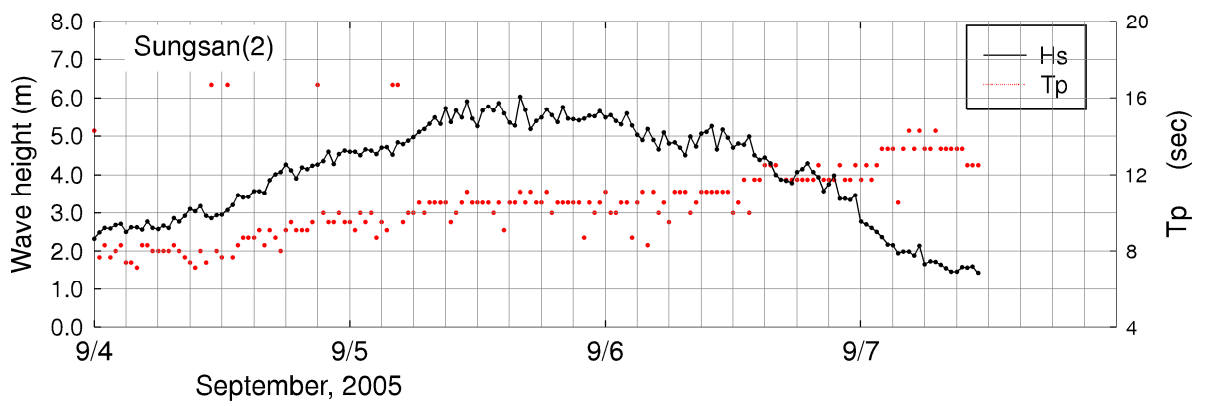
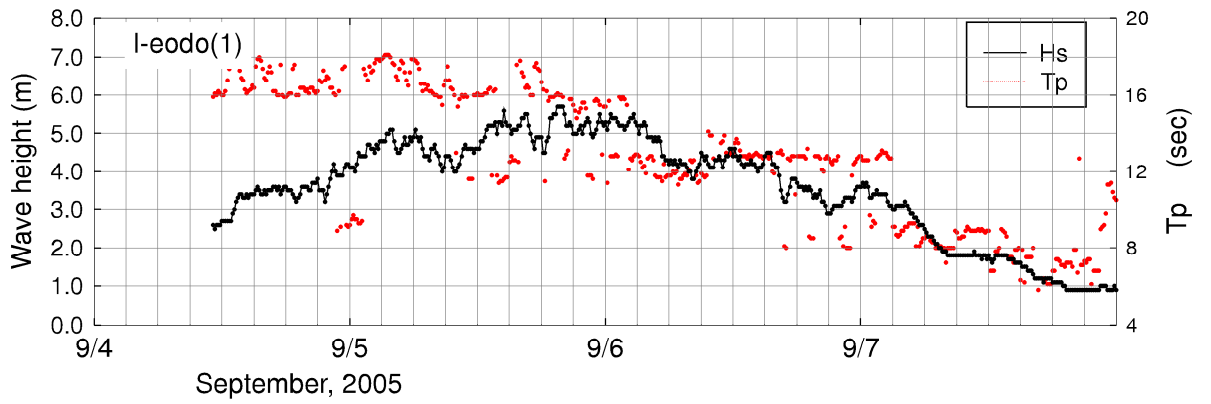


그림 3.17 태풍내습시 관측된 유의파고와 주기의 시간변화

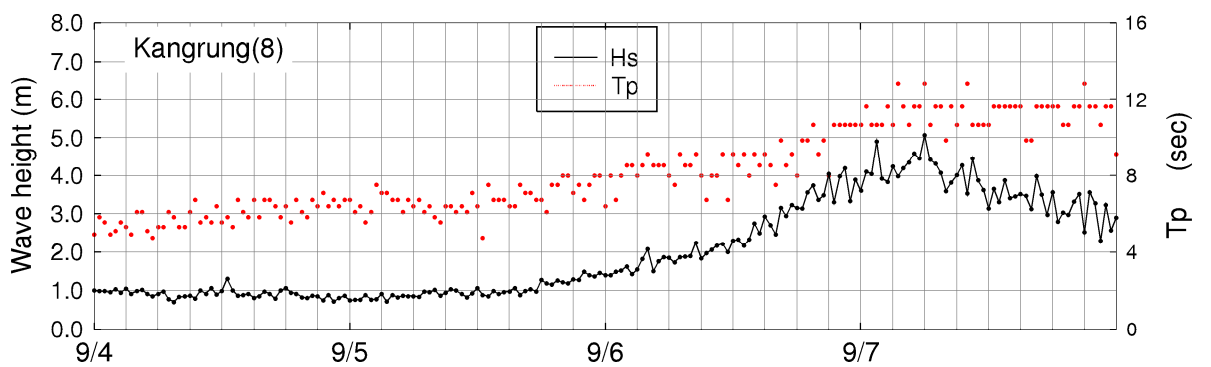
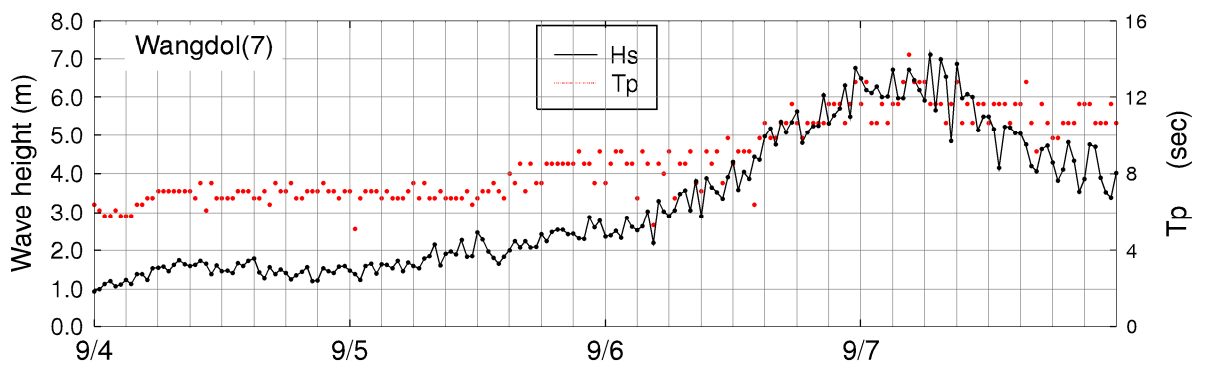
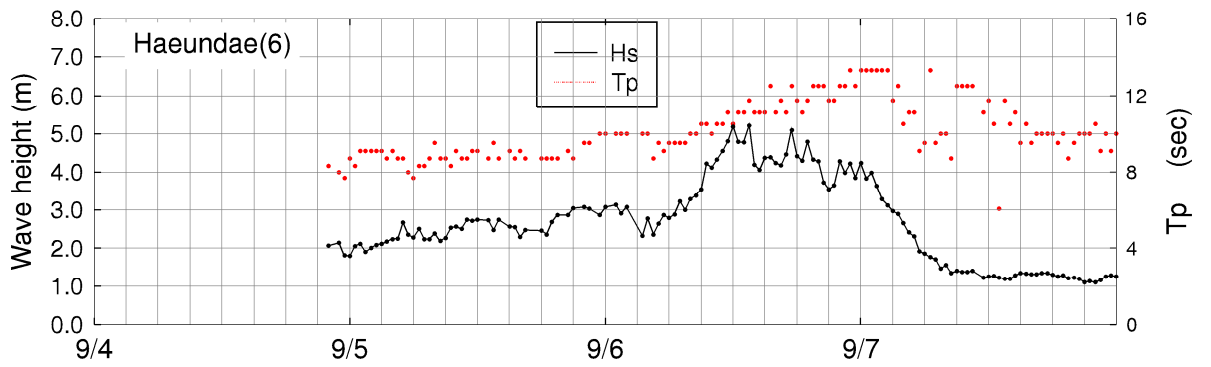
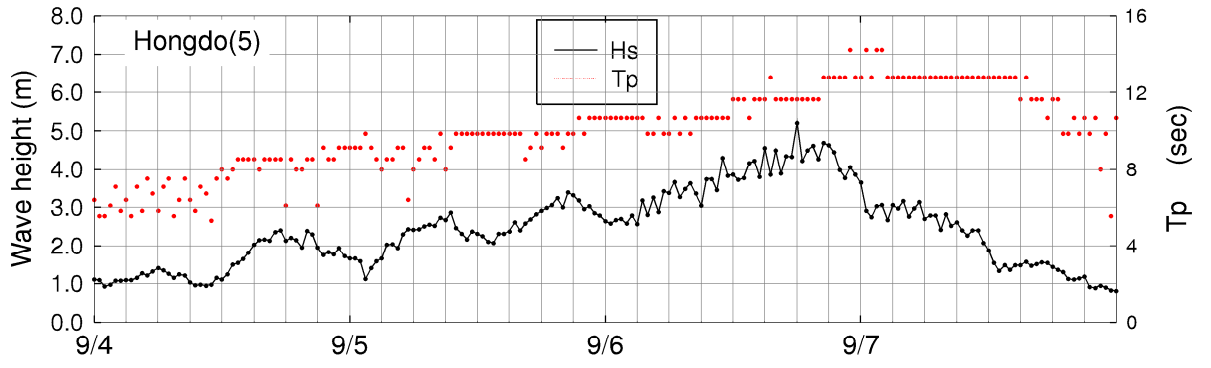


그림 3.17. 계속

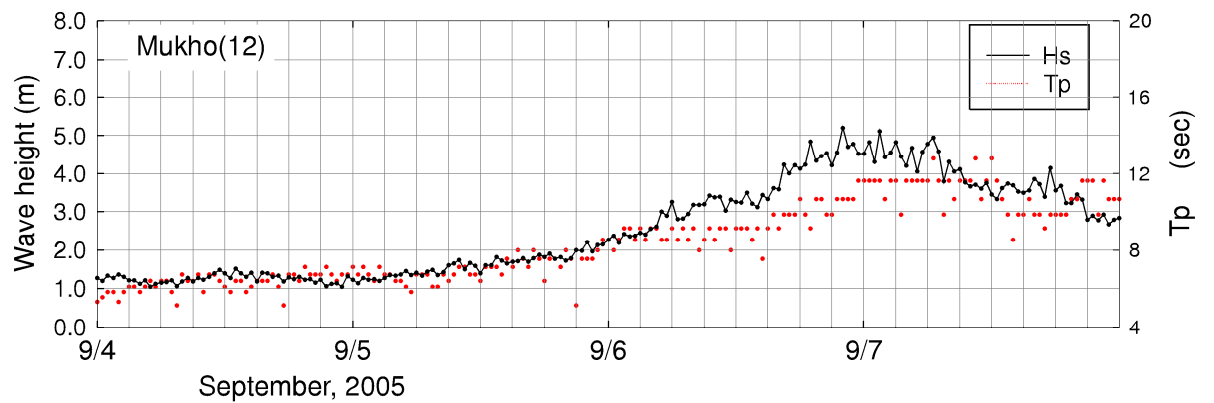
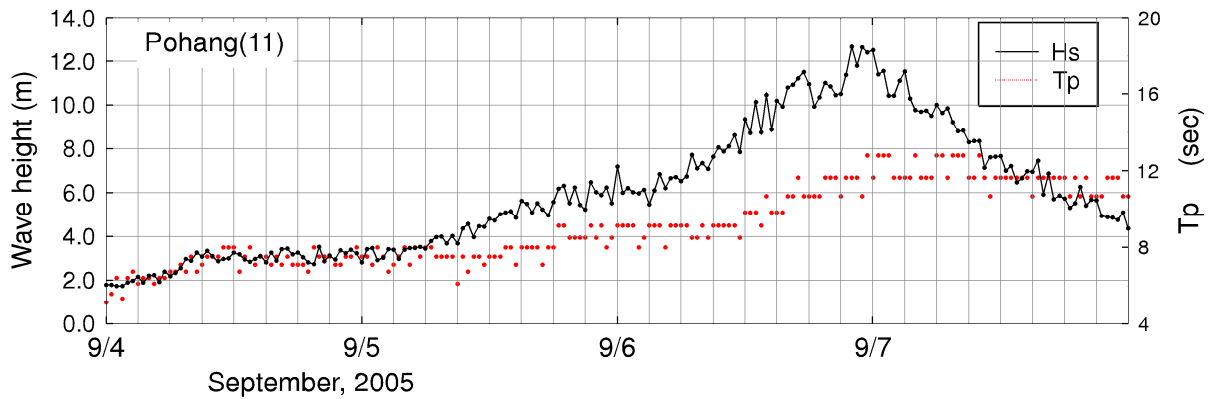
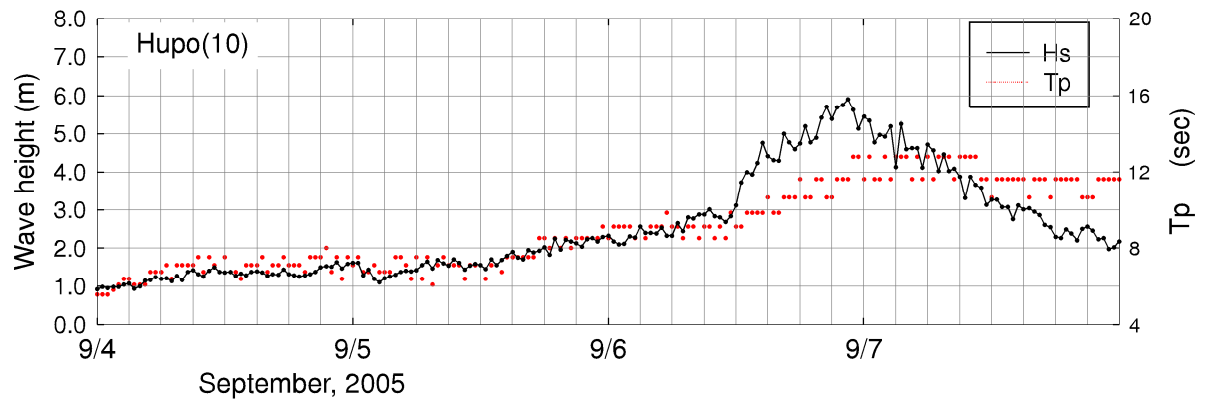
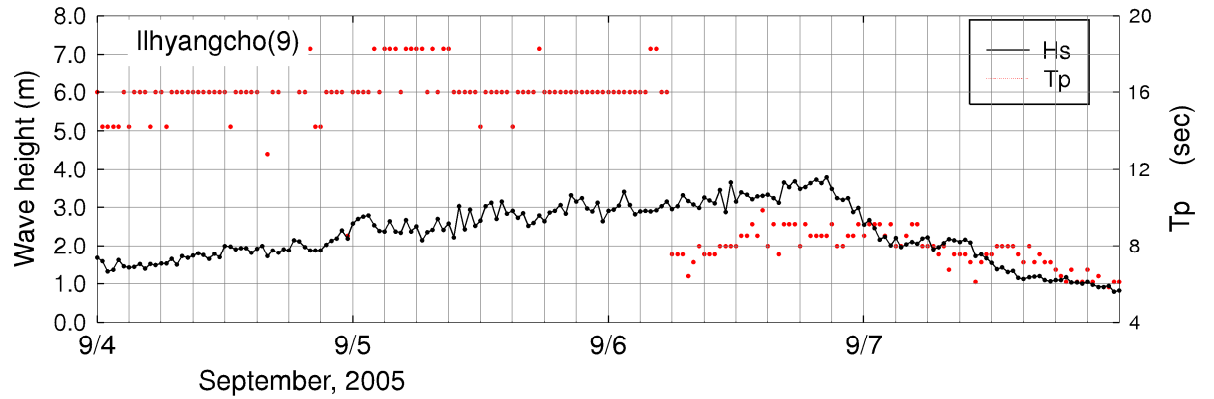


그림 3.17. 계속

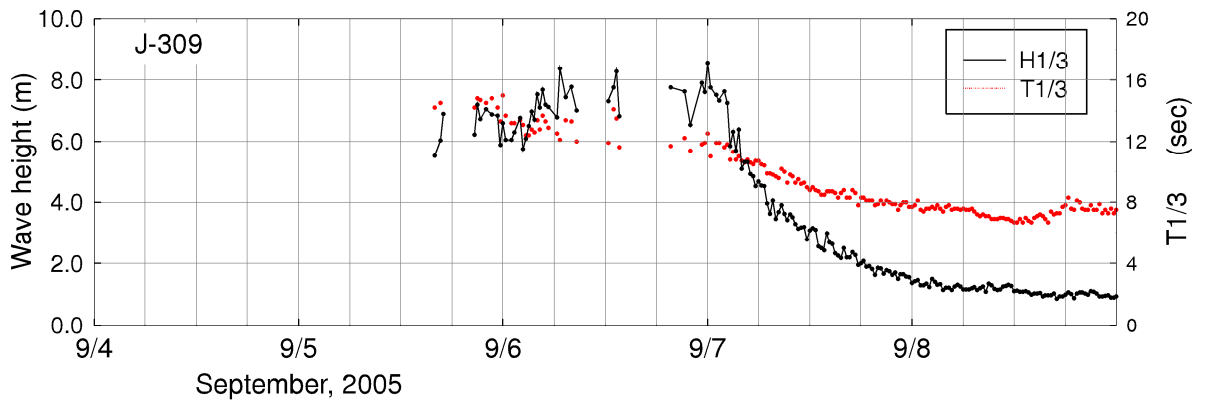
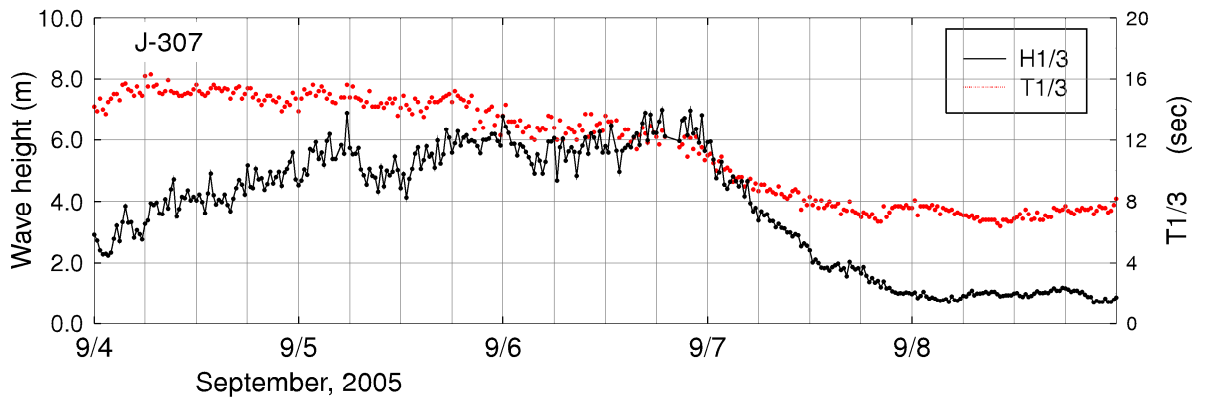
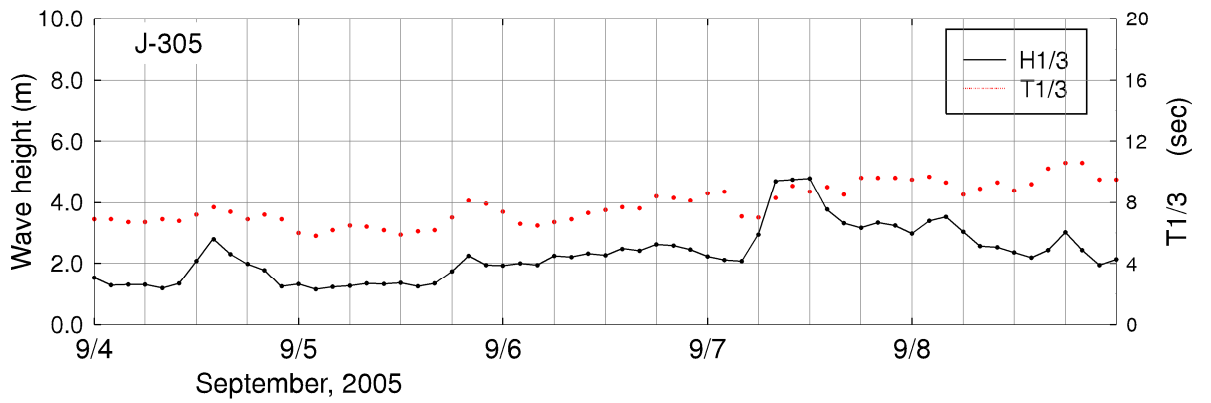
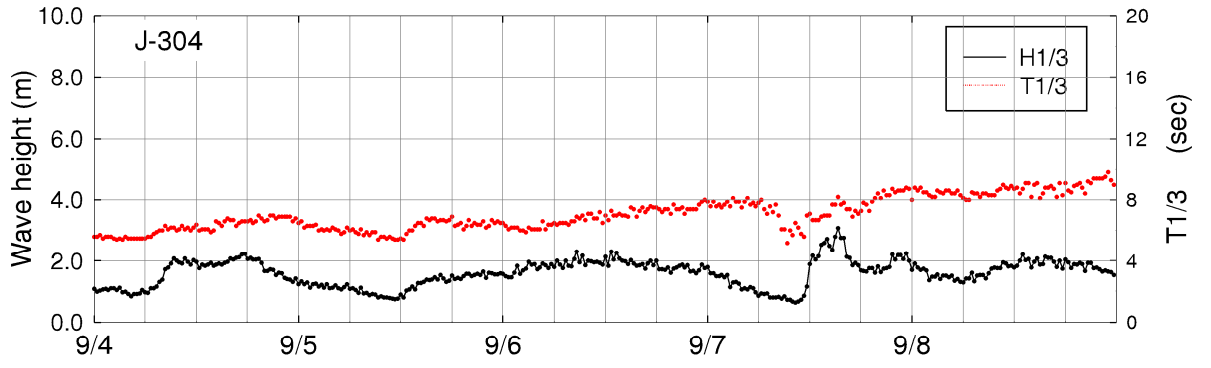


그림 3.17. 계속

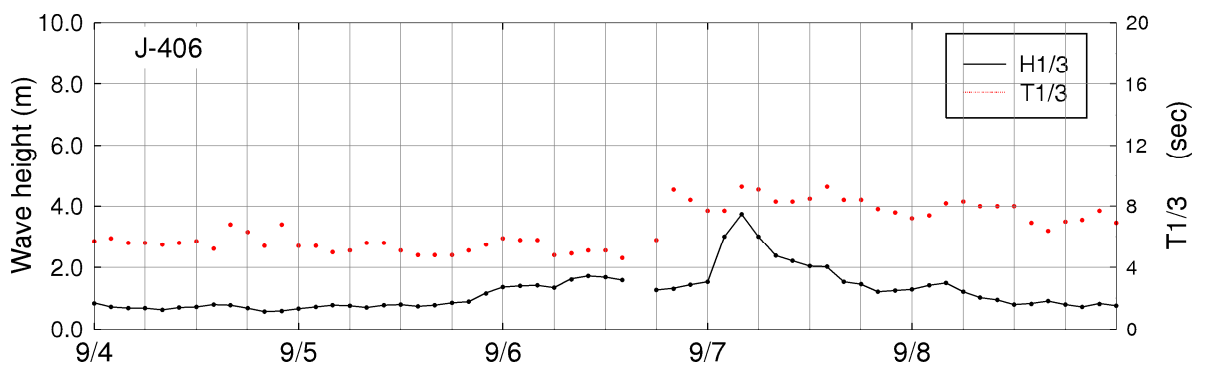
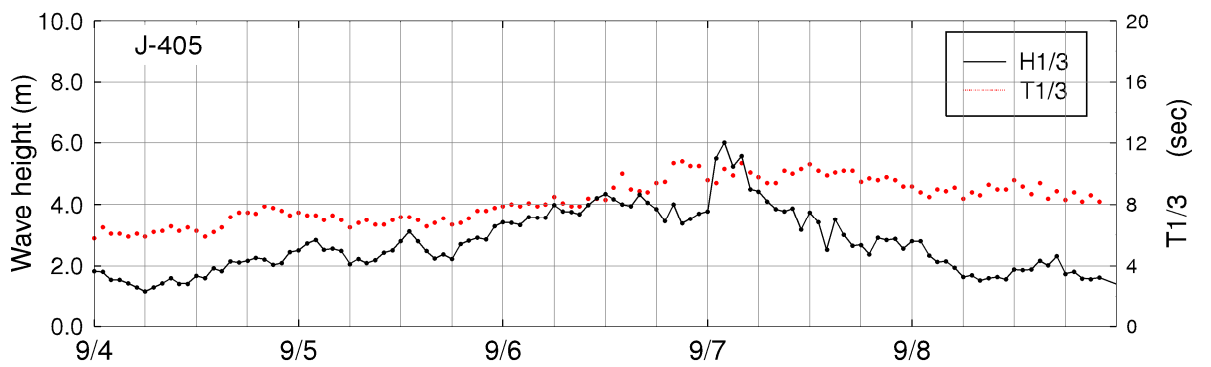
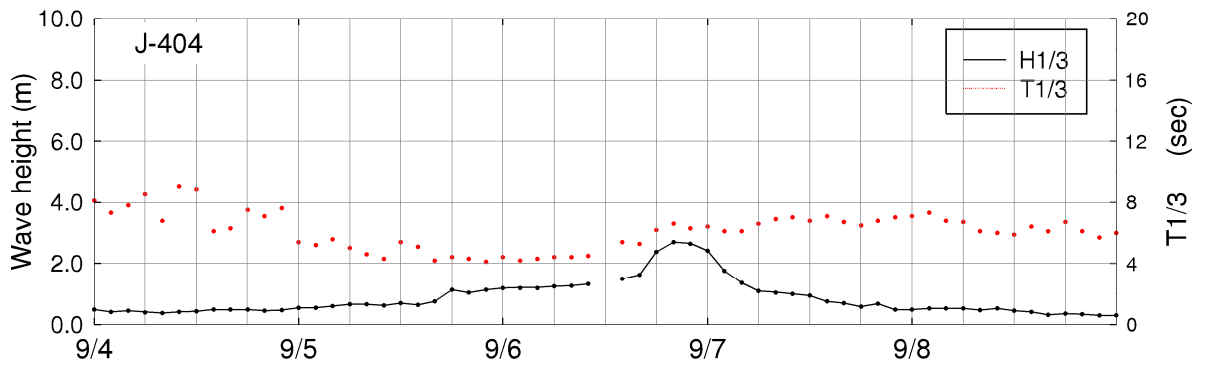
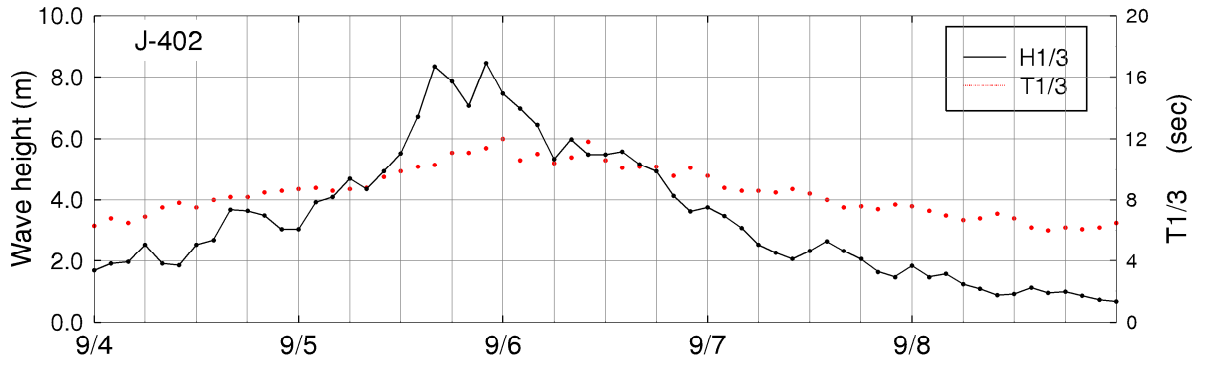


그림 3.17. 계속

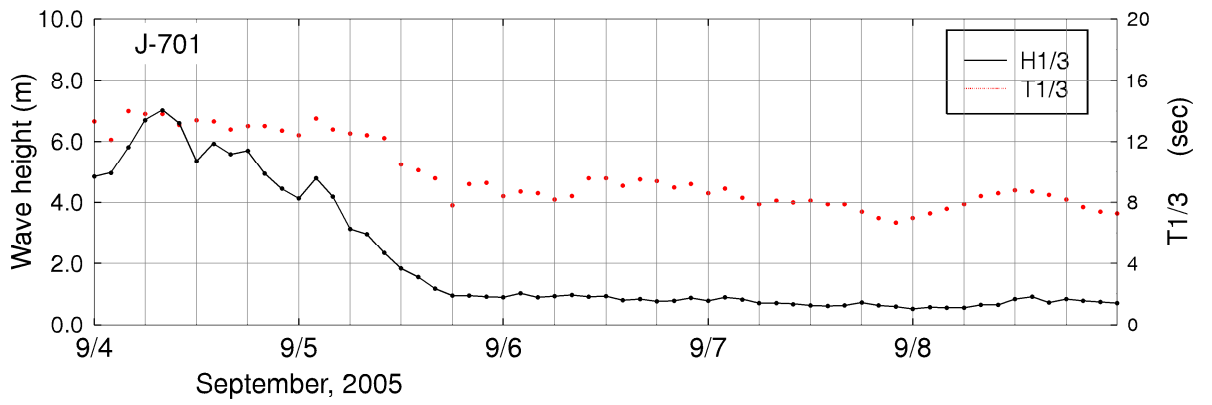
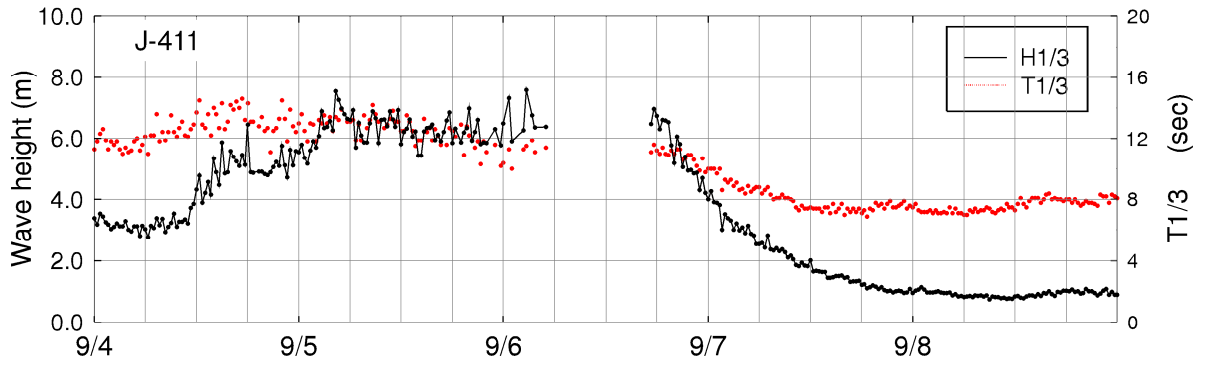


그림 3.17. 계속

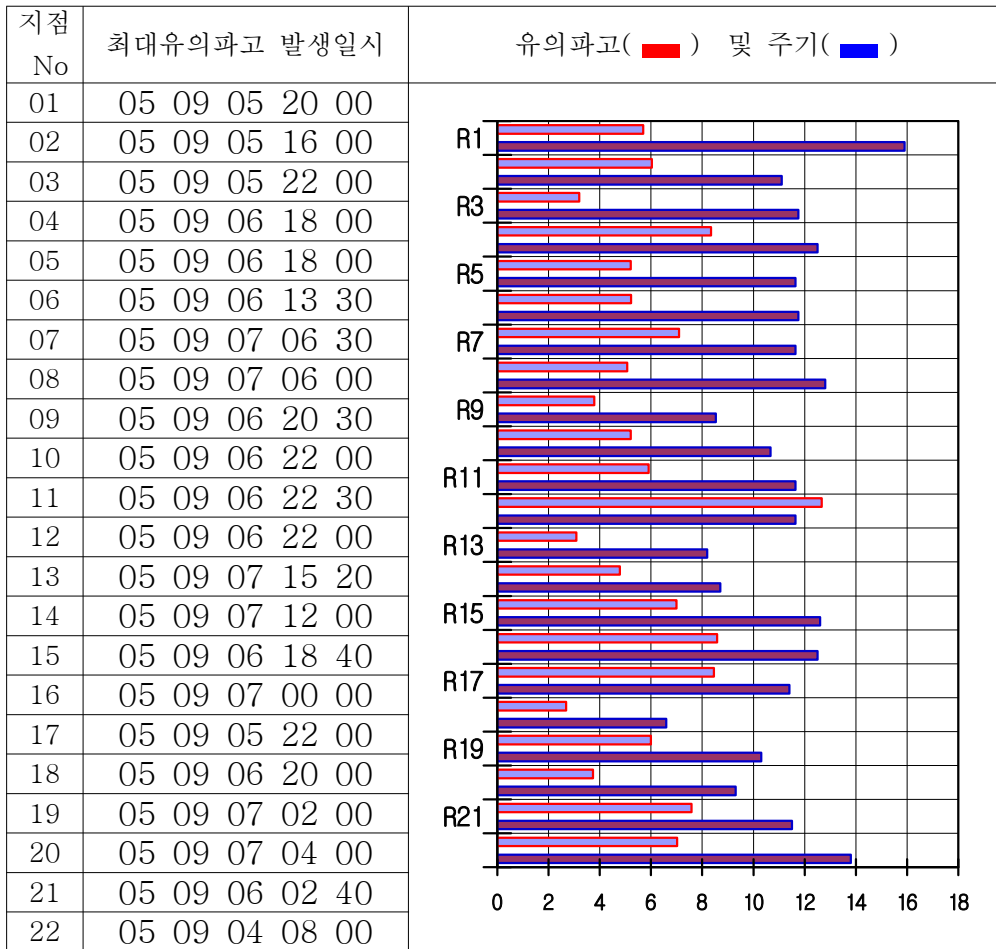


그림 3.18 태풍내습시 관측된 각 지점의 최대유의파고와 주기

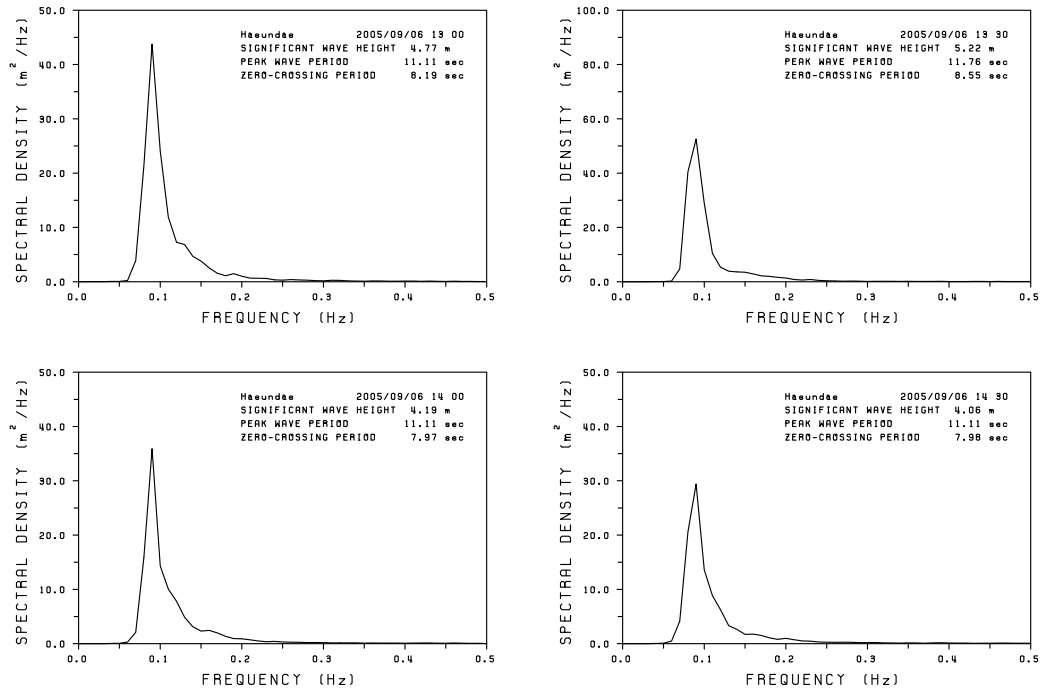


그림 3.19 (a) 최대 유의파고 발생시의 파고 스펙트럼(해운대)

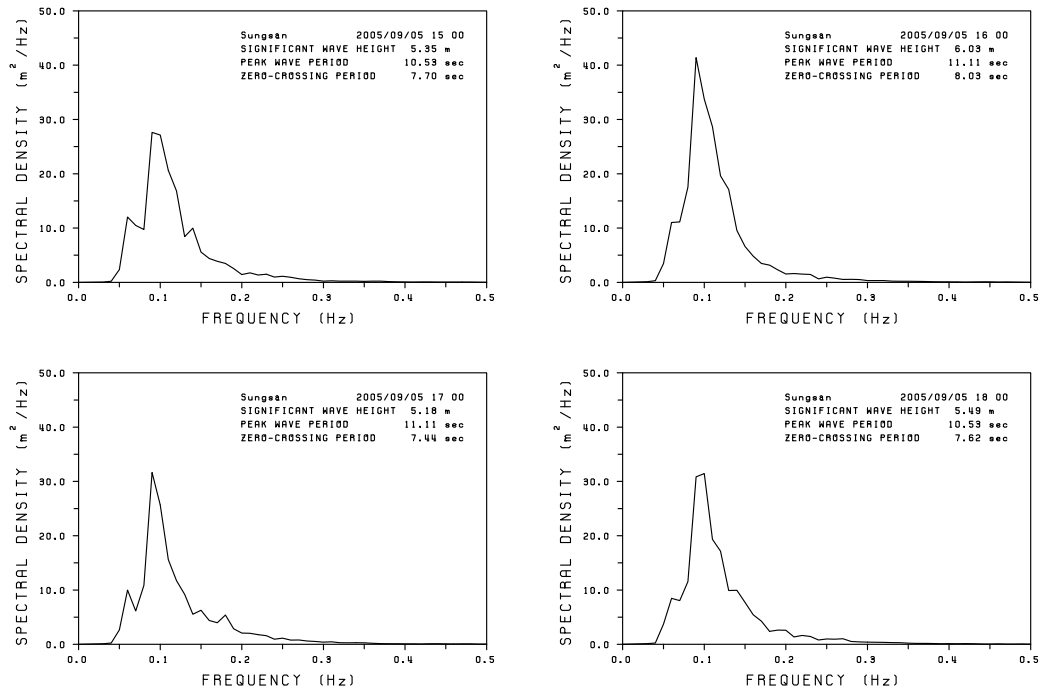


그림 3.19 (b) 최대 유의파고 발생시의 파고 스펙트럼(성산)

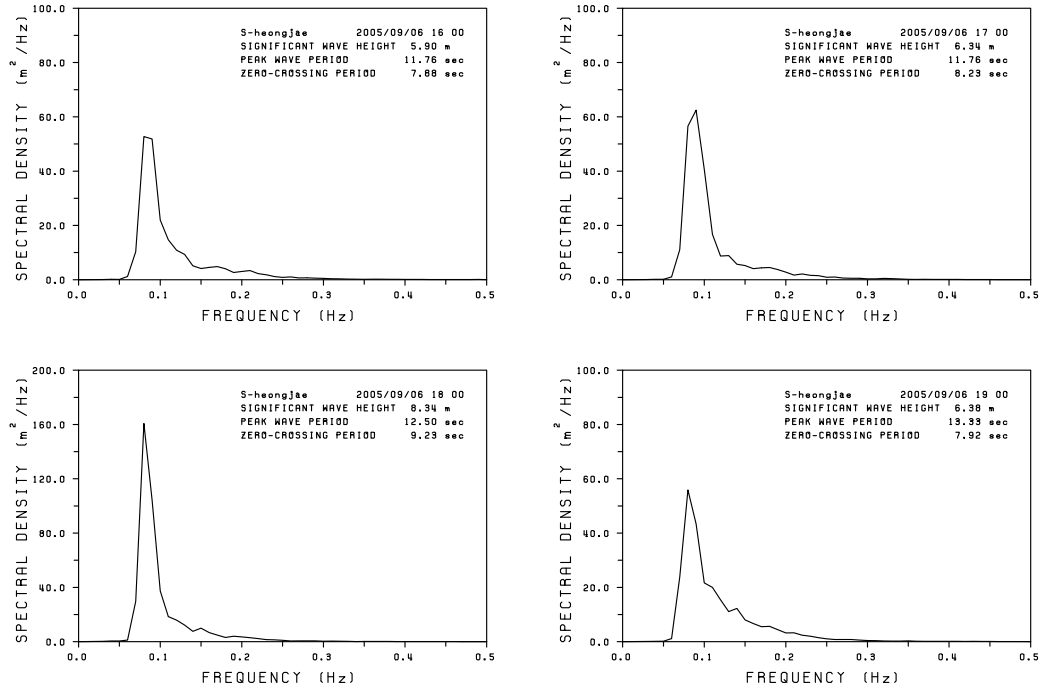


그림 3.19 (c) 최대 유의파고 발생시의 파고 스펙트럼(소형제도)

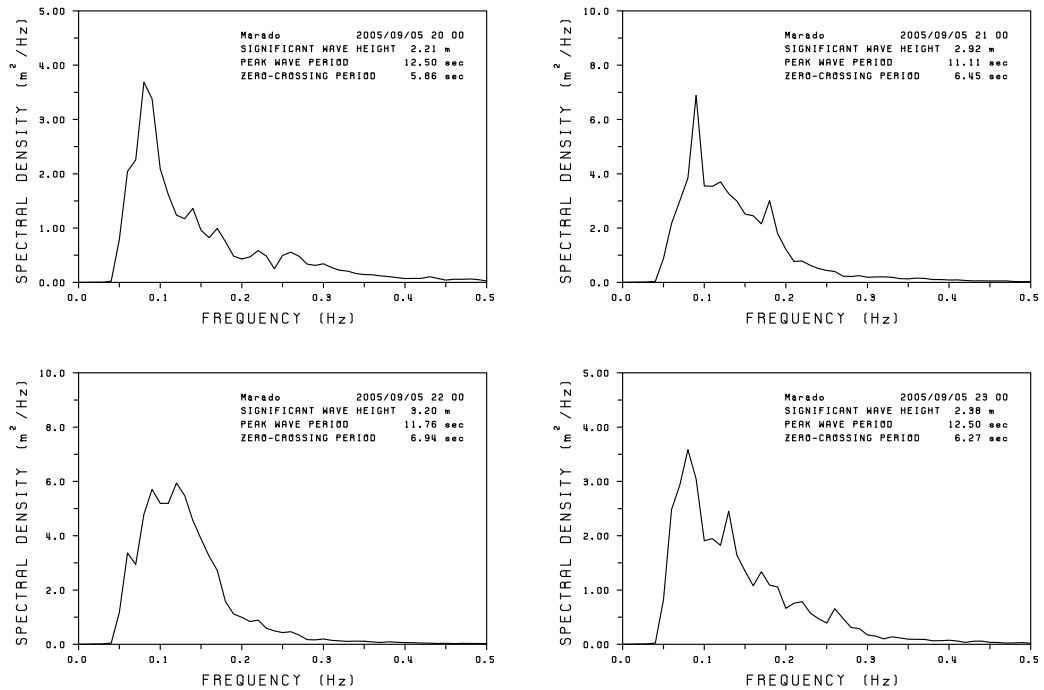


그림 3.19 (d) 최대 유의파고 발생시의 파고 스펙트럼(마라도)

제 4 장 현장 관측 실험

제 1 절 개요

파랑 관측 산출 시스템의 주 목적은 항만, 연안 공학 활용에 필요한 파랑 제원의 경제적이고 효율적인 생산 기술 개발과 그 적용이다. 연안 구조물의 설계, 안정성 평가, 해안 침식 등 여러 연안 공학적 활용을 위해서는 구조물 설치 위치에서 설계파 등 장기 파랑 통계 자료가 요구된다. 천해에서는 파랑의 공간적 변화가 크기 때문에 관측으로 천해 파랑정보를 확보하는 것은 매우 어려워 심해 입사파로부터 천해 파랑 변형 모델에 간접적으로 필요한 파랑 제원을 생산 제공하는 것이 본 과제의 핵심 목표이다. 천해 파랑 모델의 신뢰도를 높이기 위해서는 현장 관측 실험을 통하여 수치모델의 검보정 및 각종 연안 과정에 대한 이해를 높이는 것이 필요하다. 이는 태풍 통과시에 심해파 집중 관측과 아울러 연안 일대에 천해에서 현장 실험을 실시하는 것과 아울러 고파가 자주 내습하는 동계에 특정 연안에서 집중 관측을 실시하는 것으로 구분할 수 있다.

경제적인 방법으로 외국 선진국에서 많은 경비와 장비를 동원하여 실시한 현장 실험 자료를 입수하여 정밀 분석을 통해 천해에서의 각종 과정을 이해하고 수치모델의 검보정을 통해 수치모델을 개선하는 방법과 우리나라에서 적절한 장소를 선정하여 집중 현장 관측 실험을 통하여 파랑 관측, 분석 기술을 검정하고 파랑 변형 모델의 검보정을 통하여 천해파 산출 시스템을 개선하여 연안 파랑 제원을 확보하는 이사업의 기본 목적 달성을 위한 기반 기술 확보하는 두가지 방법으로 추진되었다.

외국 현장 실험 자료는 미국의 Duck에 위치한 육군 공병단의 Field Research Facility(FRF) 일대에서 여러 기관이 공동으로 실시한 현장 실험 자료를 입수하여 정밀 분석하여 쇄파대 일대에서의 파랑 변형, 파랑류, 파랑에한 해수면 상승, 퇴적물 이동, 지형 변형 예측 기술을 검정하기 위해 쇄파대에서 수십개의 위치에서 파랑, 흐름, 지형 변화의 정밀 관측 자료를 입수하여 분석 이용 했다. 여기에 적용 모델은 파랑에 의한 연안류와 퇴적물 이동 모델에 적합한 Delft 3D 모델이 이용 되었다.

국내에서 현장 관측 실험은 태안의 만리포에서 수행되었다. 조차가 큰 해안에서 쇄파대에서 파랑 변형과 파랑에 의한 쇄파 전후에서 와동특성, 특히 쇄파시의 와동과 이에 의한 부유 퇴적물의 이동에 대한 기반 연구와 파랑 관측 분석 기술의 현장 검보정 등 다 목적을 위해 수행되었다. 이 자료의 분석 및 수치 모델의 검보정을 위해서는 파랑과 흐름의 상호 작용이 재현시킬수 있고 쇄파에 의한 Turbulence와 파의 도파를 해석하기 위해 Delft 3D 모델, Bussinesque 모델 그리고 쇄파에 의한 와동과 도파 그리고 국지 퇴적물 이동을 시뮬레이션이 가능한 CFD(Computational Fluid Dynamic) 모델들의 수립과 아울러 미국의 Duck 현장 실험과 같이 분석이 진행 중인데 본 보고서에서는 만리포 현장 실험의 현황에 대해 간단히 기술하고 활용 연구 결과는 차후 논문으로 발표할 계획이다.

제 2 절 만리포 파랑 측정실험

2.1 태안 만리포 개황

실험 연구지역인 만리포 해안은 태안반도(충남 태안군 태안읍 소원면) 서쪽에 위치하고 있으며, 반월형 사빈해안의 형태로 서북방향을 향하여 외해와 인접해 있다. 북동-남서 방향으로 발달한 해안선은 길이가 약 1.8 km에 달하며, 해변 조간대의 폭은 최대 300 m 정도에 이른다. 만리포의 북단과 남단은 길이가 약 500 m 정도인 암반 돌출부에 의해서 북쪽으로는 천리포와 남쪽으로는 모항과 경계를 이루고 있다. 특히, 남쪽 돌출부 끝부분에는 총길이 약 150 m의 방파제가 해안선 방향으로 평균해수면 기준 5 m의 높이로 축조되어 있다 (그림 4.1 참조).



그림 4.1 태안 만리포 해안 위성사진 (출처: naver.com)

만리포 해역에서의 조석체계는 다른 서해안 지역에서와 마찬가지로 만찬가지로 만일주조 형태를 나타내고 있으며, 조석 간만의 차이는 조금일 때 약 4 m 그리고 사리일 때 최대 약 7 m 에 이른다. 만리포 해역에서 나타나는 기후특성은 겨울철과 여름철이 뚜렷하게 구분되는 몬순 기후의 영향으로, 겨울철에는 대륙성 고기압에 의한 북서계절풍이 강하게 발달하며, 여름철에는 북서태평양에서 발달하는 해양성 저기압의 영향을 주로 받는다. 만리포 해변의 조간대는 대체로 세립질 모래로 구성되어 있는 경사가 극히 완만한 사빈 해안이다. 육지쪽 사빈의 배후에는 콘크리트 벽이 1.5 m 이상의 높이로 축조되어 있고, 그 위에는 아스팔트 포장된 해안도로가 해변가를 따라서 건설되어 있다.

2.2 만리포 현장실험 방법 및 내용

심해파로부터 천해파로의 변형은 해류의 영향이 무시할 정도로 미미할 경우, 대부분 수심 및 주변지형의 영향만을 주로 받아 파고 및 파형의 변화를 거치게 된다. 하지만, 우리나라 서해안에서는 조석차이 및 조류가 강하게 나타나고 있어, 이 지역에서 천해파 변형을 계산할 때는 조류의 영향을 고려해야만 한다. 따라서, 본 만리포 현장실험에서는 조차 및 조류가 대체로 크게 나타나는 지역에서 연안 입사파의 전파 및 파랑변형에 관한 물리적 자료를 측정하고, 그 특성을 분석하는 데 중점을 두었다.

파고가 높지 않은 여름철 보다는 북서계절풍의 영향으로 파고가 크게 발생하는 겨울철을 선택하여 2009년 12월부터 2010년 2월까지의 기간 중에 집중 현장실험을 실시하였다. 우선, 만리포의 조사해역에서 입사파 및 조위자료를 측정하기 위해서 해변에서의 반사파 및 주변지형의 영향이 거의 없는 외해역에서 평균수심 25 m 및 21 m 지점에 부이(Wave rider buoy)와 수압식 파고계를 각각 설치했다(그림 4.2 참조). 그리고, 만리포 해역의 중앙선을 따라 중간수심에서 천해로 진행함에 따라 파랑 및 유속의 변화를 측정하기 위하여, 그림 4.2에 표기된 바와 같이 여러 지점을 선정하여 수압식 및 용량식 파고계, 파향/파고 및 유속 측정계(ADCP, ADV) 등 각종 측정 장비들을 설치했다. 특히, 천해 및 조간대에서 파랑변형이 급속하고 빠르게 진행되므로 이 지역에 집중적으로 설치하였다. 만리포 해역에 설치된 관측 장비들의 자세한 명칭, 설치위치 및 높이는 표 1에 제시되어 있다.

또한, 입사파향의 공간적 분포 및 천해 쇄파대의 시공간적 변화를 관측하기 위하여 파랑 관측용 X-band 레이더 및 CCTV 비디오 카메라를 해변 인근 약 15 m 높이의 건물옥상에 설치하였다. 또한, 만리포 남단에 축조된 방파제의 외측에서, 입사파랑에 의해 발생하는 도파 및 월파현상을 관측하기 위해서 한 대의 CCTV를 방파제 복단 등대위에 설치하였다.

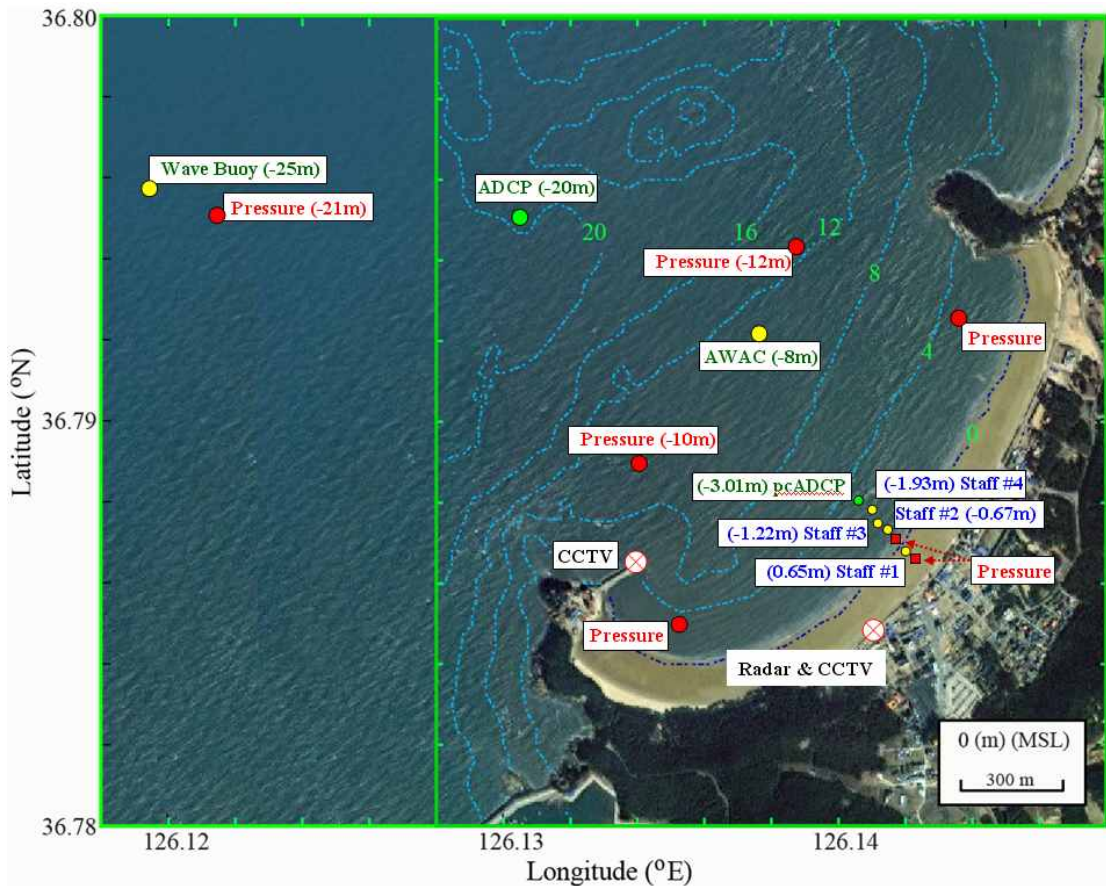


그림 4.2 만리포 해역 파랑, 해류 및 조류 관측을 위해 설치한 장비들의 위치 (설치 장비들의 자세한 명칭 및 위치는 표 4.1에 제시되어 있음).

만리포 해변 조간대의 수심 및 지형자료는 지상 라이더(LiDAR: Rigel사의 LMS-Z420i) 및 광파기(Total Station: Leica사의 TCR703)을 사용하여 측정하였다. 지상 라이더는 해변의 3차원 지형을 수 cm 간격의 정밀도로 측정하는데 사용하였고, 광파기는 파랑 측정 장비들이 설치된 만리포 해역의 중앙선을 따라 수심 프로파일을 측정하는데 주로 사용하였다. 만리포 해변에서의 수심 및 3차원 지형자료의 표고는 평균해수면을 기준으로 측정되었다. 또한, 파랑에 의한 해변 침식 및 퇴적 정도를 고려하기 위하여 실험기간 중 여러 차례에 걸쳐서 만리포 지형을 측정하였다. 한편으로, 사립길 만리포 해변에서 모래 입자의 입도분포 및 공간적 변화를 조사하기 위하여 조간대를 가로지르는 중앙선을 따라 설치된 6개 파랑측정 장비들 위치에서 모래 샘플을 채취하여 분석으로 하였다. 그림 4.3 은 조간대를 가로지른 중앙선을 따라 외해방향으로 광파기를 이용하여 측정한 수심 프로파일과 모래 샘플을 채취한 주요 측정 장비들의 설치위치를 나타낸다.

표 4.1 만리포 해변 조간대에 설치한 파랑 측정 장비들의 종류 및 위치

위치	장비 종류	설치 좌표 (TM)		설치 날짜 및 기간 (음영구역 설치표시)				
		E (m)	N (m)	~ 12/17	12/17~ 1/04	1/05~ 1/14	1/15~ 1/29	1/30 ~
St #1	소형 수압식 (파고계)	123456.7	365672.9					
St #2	Staff (용량식) 파고계	123434.8	365692.7					
	소형 수압식 ADV							
St #3	소형 수압식	123411.3	365720.6					
St #4	Staff 파고계	123389.9	365750.8					
	소형 수압식 PUV							
St #5	Staff 파고계	123366.1	365766.4					
	소형 수압식 pcADCP							
St #6	Staff 파고계	123342.6	365795.5					
	소형 수압식 (4식 설치)	123342.6, 123346.1, 123343.4, 123336.4	365795.5, 365792.3, 365802.7, 365795.5					
	PUV	123343.2	365795.6					
	ADV	123343.4	365796.4					
	대형 수압식 (3식 설치)	123345.7, 123343.0, 123337.8	365792.6, 365800.4, 365793.6					
ADCP	123341.9	365796.8						
St #7	대형 수압식	123303.4	365822.1					
	소형 수압식 pcADCP							
북단	대형 수압식	(동경) 126° 08'37.9"	(북위) 36° 47'32.8"					
	소형 수압식	126° 08'41.9"	36° 47'32.7"					
남단	대형 수압식	126° 08'08.0"	36° 47'05.7"					
	소형 수압식	126° 08'07.2"	36° 47'03.7"					

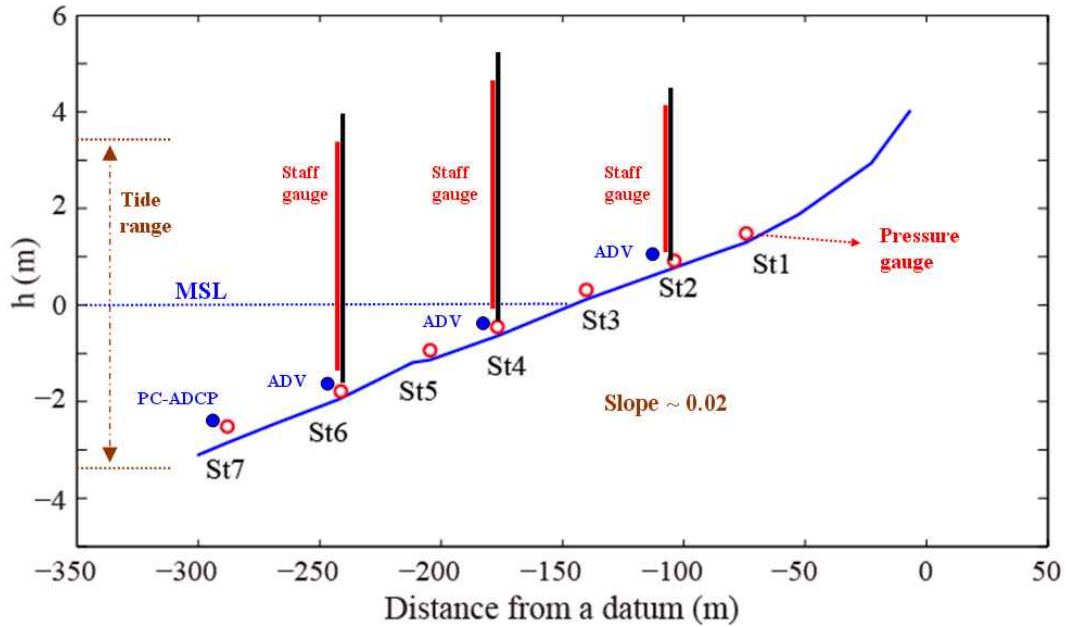


그림 4.3 만리포 해변의 수심 프로파일 및 표 4.1에서 제시된 파랑측정 장비들의 설치 위치

2.3 측정 및 분석결과

I). 조석 및 입사파

조석 관측자료는 가능한 한 수심이 깊은 곳에 설치하여 유속의 약하고 파랑의 영향이 적은 위치에 측정하는 것이 바람직하므로, 본 실험에서는 위에서도 언급하였듯이 그림 4.2에 표시된 평균수심 21 m 지점에 설치한 수압식 파고계로부터 기록되었다. 이 수압식 파고계는 2 Hz의 샘플링 주파수로 연속적으로 수위를 기록하도록 설치되었다. 이 수위 자료로부터 매 30분 간격으로 15분간 연속 측정자료를 평균하여 조석 관측자료로 사용하였다.

만리포 해역에서 입사파는 주변 지형의 영향이 없고, 또한 수심의 영향을 가능한 한 배제할 수 있는 장소에 설치된 파랑측정 부이(Waverider Buoy)를 통하여 측정되었다. 입사파의 파고 및 파향 자료는 매 30분 간격으로 2048개의 점자료를 1.28 Hz로 측정하여 2차원 파향 스펙트럼 분석을 통하여 기록되었다. 실험기간 중 관측된 조석 및 입사파 분석결과는 그림 4.4에 제시되어 있으며, 2 개월여의 실험기간 중 2 m 이상의 파고를 기록한 폭풍 이벤트가 6 차례이상 발생하였음을 알 수 있다. 측정된 입사파의 주기는 약 3 초에서 최대 8 초의 범위를 보였으며, 파고가 높을수록 주기도 길어지는 경향을 나타냈다. 입사파향은 대체로 서쪽과 북쪽사이에서 분포하고 있으며, 파고가 높을수록 파향은 서쪽 보다는 북쪽으로부터 들어오는 경향을 보였다.

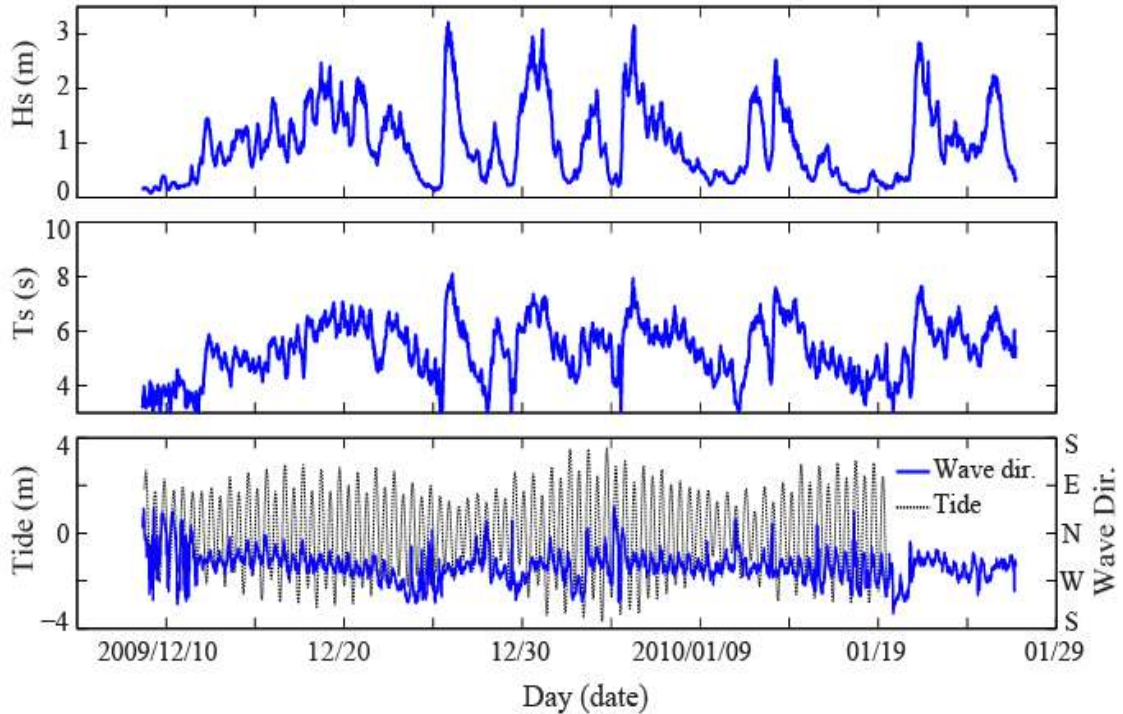


그림 4.4 실험기간중 만리포 외측해역에서 관측된 조석 및 입사파의 분석자료

ii). 만리포 해변의 지형자료

만리포 해변에서 지상 라이다를 사용한 3차원 지형측정은 사리 저조시점에 맞추어 가능한 넓은 조간대 영역을 측량하도록 하였다. 광파기를 사용한 해변 경사 프로파일의 측량은 2 ~ 3일 간격으로 날씨가 맑은 날마다 저조시점에 실시하였다. 그림 4.5는 지상 라이다로 측량된 만리포 해변의 3차원 지형자료를 보여주고 있고, 그림 4.6은 광파기를 통하여 측정된 해변 경사의 프로파일이다.

그림 4.5의 측정결과에서 보면 조간대의 폭이 거의 일정하게 북단에서 남단까지 형성되어 있는 것을 알 수 있다. 한편, 한가지 특이한 점은 해변 남단에서 조간대 상단부의 경사가 해변 북단에서 보다는 더 완만하게 발달되어 있다는 점이다. 그림 4.6에서 제시된 해변의 경사 프로파일 측정결과는 상단부를 제외한 대부분의 구간에서 큰 변화가 없는 완경사로 경사도가 약 0.02 임을 보여준다. 그림 4.6에서 또한 실험기간 중 40일간 측정된 해변의 경사 프로파일 변화를 비교하였다. 그림 4.6의 비교결과는 하단부에서는 퇴적이 진행되고 상단부에서는 침식이 진행되는 양상을 보여준다. 최상부의 퇴적량 증가는 바다쪽에서 강하게 불어오는 북서풍의 영향으로 해변의 모래가 쓸려가 퇴적되고 있는 것으로 판단된다.

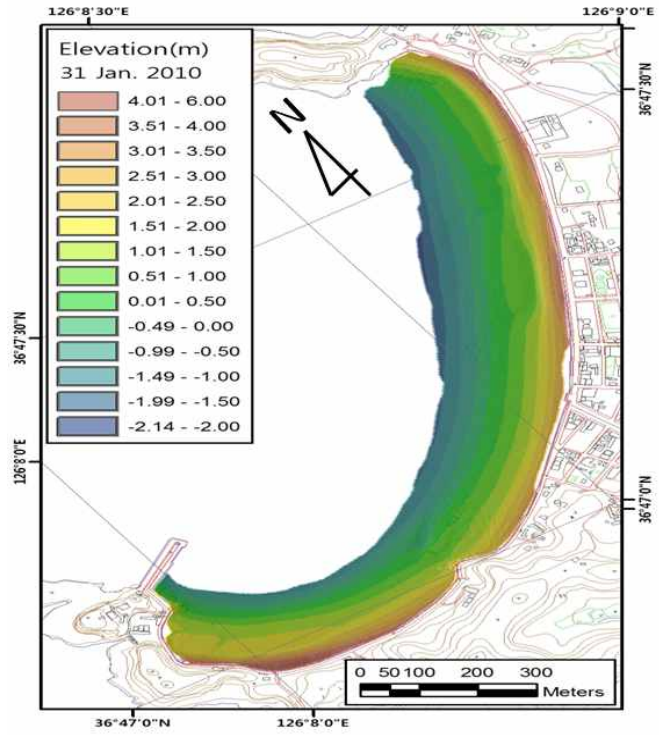


그림 4.5 지상 라이다(LiDAR)를 사용하여 측량한 만리포 조간대의 3차원 지형자료

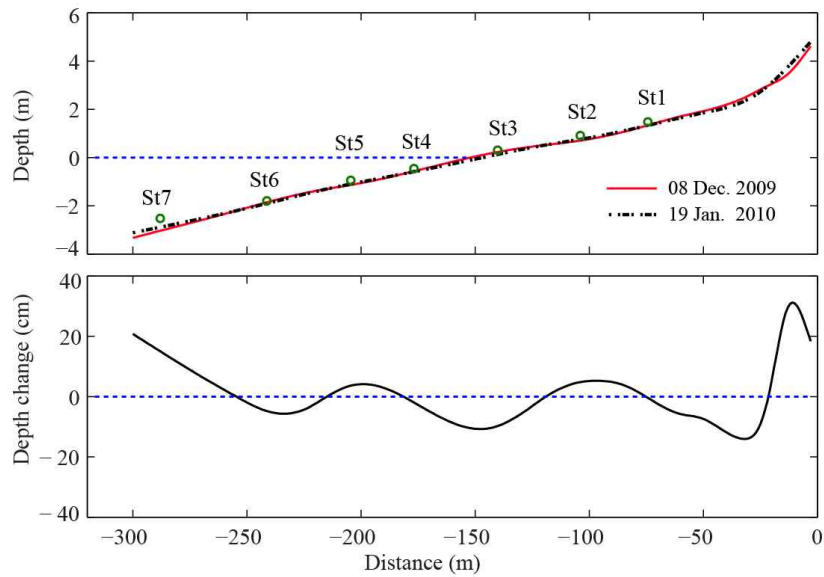
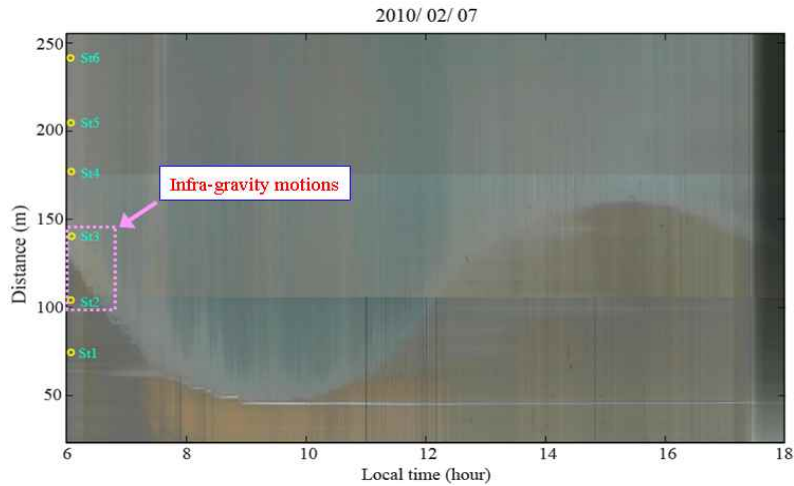


그림 4.6 광과기(Total Station)을 통하여 측정한 만리포 해변 경사 프로파일(Profile) 및 실험기간중 40일간 변화량

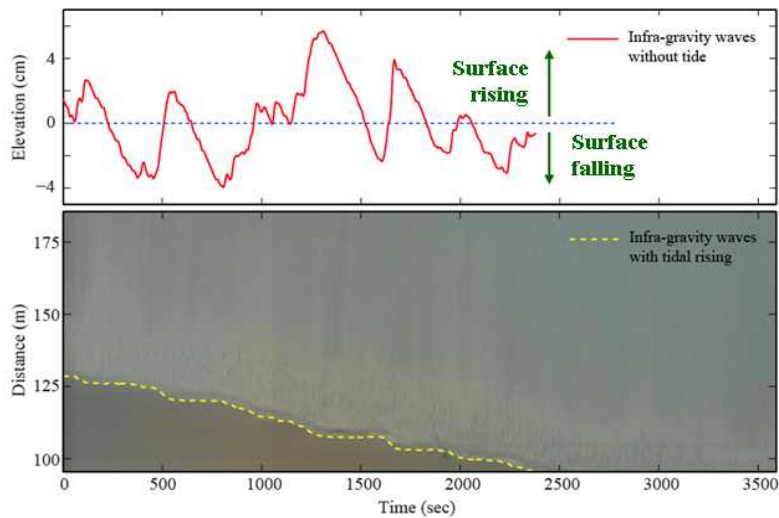
iii). 원격촬영 해안영상을 활용한 조간대 관측

만리포 조간대에서 파랑변형 및 쇄파현상을 관측하기 위하여 CCTV 비디오 카메라를 사용하여 파랑 측정 장비들이 설치된 중앙선을 따라 조간대 지역을 촬영후 기록하도록 설치하였다. 조간대의 폭이 최대 약 300 m에 이르는 관계로 3대의 카메라를 연이어서 설

치하여 대부분의 조간대를 녹화하도록 하였다. 자료 녹화를 위한 샘플링은 1 Hz로 하였으며, 오전 6시부터 오후 6시까지 주간에만 기록하도록 하였다. 그림 4.7은 CCTV 비디오 카메라로부터 촬영된 만리포 조간대 및 쇄파대의 변화양상을 보여준다. 그림 4.7(a)는 실험기간 중 하루동안 관측된 조간대의 변화를 보여주고 있고, 그림 4.7(b)는 그림 4.7(a)중 시작부분에서 관측된 swash zone에서의 장주기파 현상을 확대해서 보여준다.



(a) CCTV를 이용하여 관측한 조간대 및 쇄파대의 변화



(b) CCTV에 의하여 관측된 swash zone에서의 장주기파 현상

그림 4.7 CCTV 비디오 카메라를 사용하여 관측한 조간대 및 쇄파대의 변화

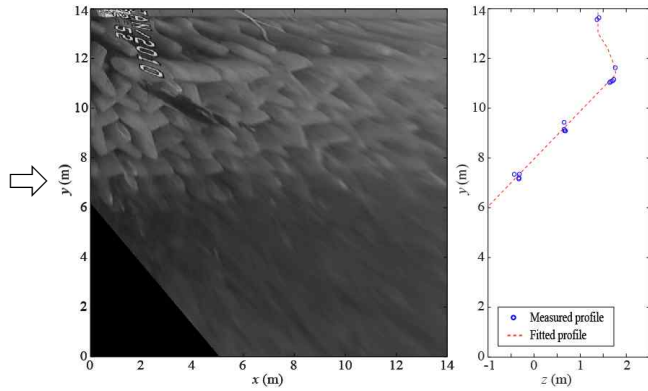
영상처리의 선인식 기법을 사용하여 해안선의 수평적 이동 변화선을 추출해 낼 수 있고, 측량된 해변경사 프로파일 자료로부터 해안선의 수평적 이동에 따른 해수면의 상승 및 하강을 역추산할 수 있다. 이로부터 조석의 영향을 제거한 후에 계산된 해수면의 장주기 운동이 그림 4.7(b)에 또한 제시되어 있다.

현재까지 현장에서 방파제에서 발생하는 월파현상을 직접 측정하는 경우는 찾아 보기가 매우 어렵다. 본 실험에서는 만리포 방파제에서 촬영한 CCTV의 영상을 사용하여 실제 현장에서의 방파제 월파를 측정하고자 하였다. 그림 4.8은 만리포 해안 남단의 방파제에

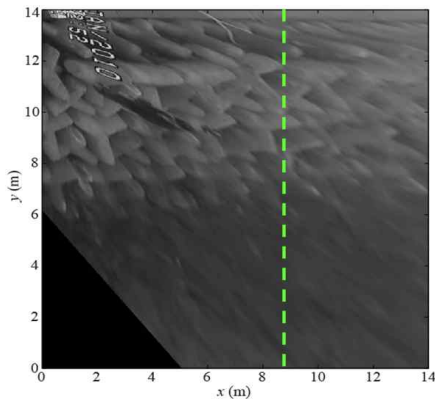
설치한 CCTV를 사용하여 촬영한 영상으로부터 방파제 사면을 따라 입사파의 도파 및 월파의 높이를 측정하는 과정을 보여준다.



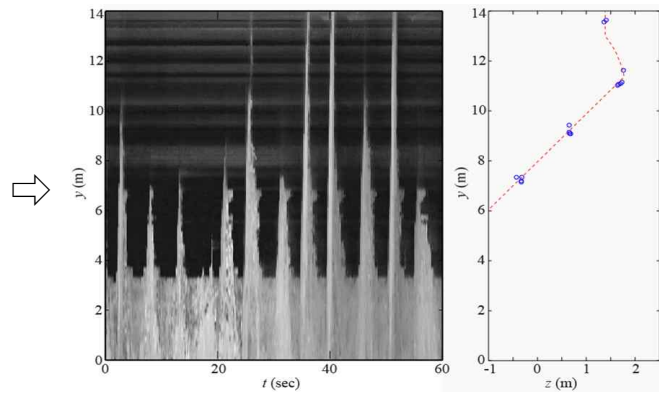
(a) 방파제 지상기준점의 측정



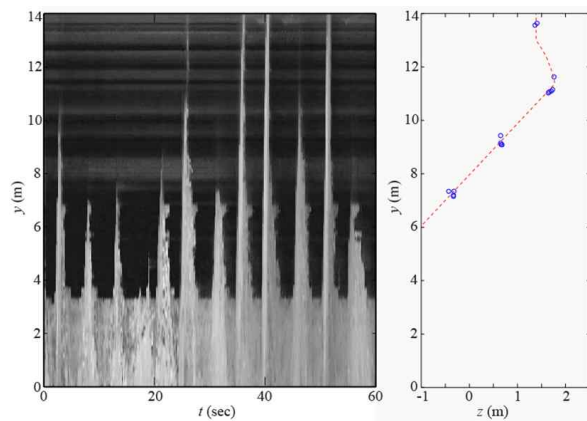
(b) 지상기준점을 이용한 CCTV 영상의 기하보정



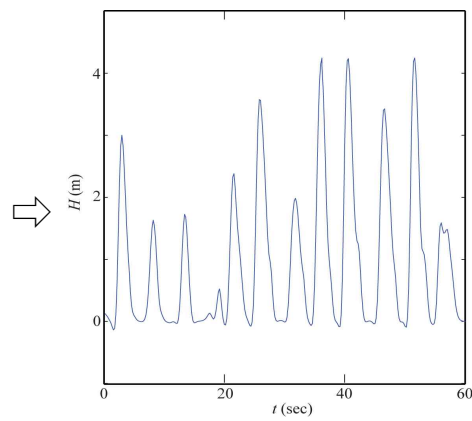
(c) 쳐올림 측정을 위한 단면 설정



(d) 단면에 대하여 수집한 CCTV 시간영상



(e) 방파제 사면경사로부터 쳐올림 높이 환산



(f) CCTV 영상으로부터 측정된 도파고

그림 4.8 만리포 남단 방파제에 촬영한 CCTV 영상으로부터 방파제 도파 및 월파 높이를 구하는 과정 설명

제 5 장 파랑 산출 시스템 개선 및 적용

제 1 절 파랑 장기 산출 및 설계파 산출

1.1 우리나라 심해 입사 설계파 산출 및 활용 현황

방파제 등 항만 외곽시설들의 계획, 설계에서 파랑은 구조물의 단면을 결정하는 가장 중요한 요소이다. 항만 시설물의 설계, 안정성 평가 및 각종 활용에 설계파를 포함한 장기 파랑 자료는 필요로 하는 모든 지점에 대한 장기간의 파랑 관측 자료를 확보하는 것은 거의 불가능하기 때문에 기상 정보로부터 파랑 수치 모델에 의해 간접적으로 생산할 수밖에 없다. 지금까지 우리나라의 설계파 산출은 크게 다음과 같이 분류할 수 있다.

i) 1988년 이전의 설계파 산출, 활용

항만의 설계를 위해 설계파의 제원을 결정할 필요성이 제기되어 1971년 건설부는 각 항의 설계파 결정을 위한 용역을 실시하였다. 그 이후에도 1980년대 말까지 해운항만청, 수산청, 농업진흥공사 등 여러 관계기관에서 각자의 사업의 목적과 필요에 따라 용역 사업으로 특정항에 대한 설계파를 산출해 왔다. 이를 위해 이용된 파랑 모델은 주로 SMB 법과 Wilson법이 이용되었으며 기상 입력 자료도 비교적 간단히 구할 수 있는 방법이 사용되었다.

ii) 1988 동해, 남해안 심해 설계파 산출 (수산청)

1988년 수산청에서는 한국 해양연구소에 위탁하여 “해역별(동해·남해) 심해파 추정” 용역을 통하여 남해와 동해안을 따라 약 54km의 격자마다 각 재기년도별 설계파를 산출하였다. 동계 계절풍시의 이상파를 일으킨 폭풍에 대해 인쇄 천기도에서 해면 기압장과 기온장 그리고 월별 표층 수온 자료를 이용하여 Cardone 해상풍 모델에 의해 해상풍을 산출하였고, 주요 태풍에 대해서는 태풍 파라미터로부터 간단한 태풍 해상풍 모델로 계산한 해상풍을 산출하여 이로부터 2세대 파랑 모델인 HYPА 모델을 이용하여 산출한 이상 파랑 자료를 극치 분석하여 주방향과 부방향 등 1-2개 방향에 대해 각 재기년도별 설계파를 동해, 남해를 따라 54km 격자마다 산출하였다.

이 수산청 설계파 산출은 특정항에 대한 설계파 산출이 아닌 전 연안에 입사하는 격자점에서의 산출이라는 것이 이전의 산출과는 다른 의미를 가진다. 이 수산청 설계파 산출 결과로 확보된 파랑제원은 심해입사파로서 1988년에서 2005년까지 동해안과 남해에서 설계된 수산청 어항 뿐 아니라 우리나라의 연안 구조물의 대부분이 이 결과에 의해 설계되었다.

iii) 2005년 한국해양연구원 전 해역 심해 설계파 산출

1986년 구 해운항만청의 “파랑관측업무 개선방안”용역의 결과에 따라 전국 8개의 표준관측소에서 Directional Wave-rider에 의해 2차원 파랑 파향 스펙트럼의 정밀 관측 자료가 축적되어 왔고 또한 파랑수치모델 분야에서도 1980년대까지도 계산이 어려웠던 비선형 상호작용을 고려하는 제3세대 파랑모델이 실용화되는 등 많은 발전이 있었다.

그동안 발전된 기술과 축적된 자료를 이용하여 수산청 설계과 산출보다 더 세부적인 설계과 재산출의 필요성이 제기되어 한국해양연구원은 해양수산부의 파랑 관측사업을 통하여 1979년에서부터 지속적으로 파랑 산출을 추진해 오다 2005년에 해양수산부에서 한국 해양연구소로 이전된 해상파랑관측시스템 사업에서 그림 5.1와 같이 전국 해역의 약 매 18km 마다의 각 격자점에서 심해 설계과를 재산출하여 그 동안 사용해오던 수산청 설계과 제원을 대체할 수 있게 되었다. 이때 2004년에 발생한 태풍 매미에 대하여 그림 5.2에서 보는 바와 같이 안정적인 50년의 재기 년도에 대한 설계과 산출을 위해 제외되었다.

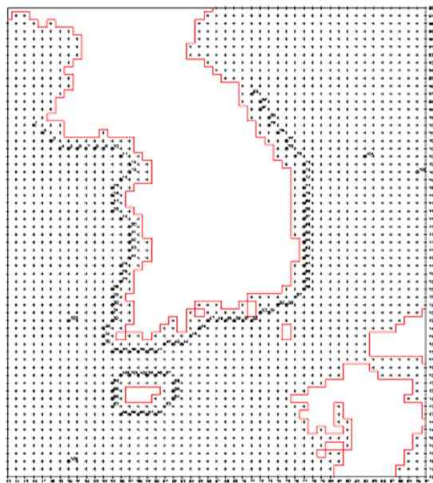


그림 5.1 2005년 한국 해양연구원의 설계과 산출 위치

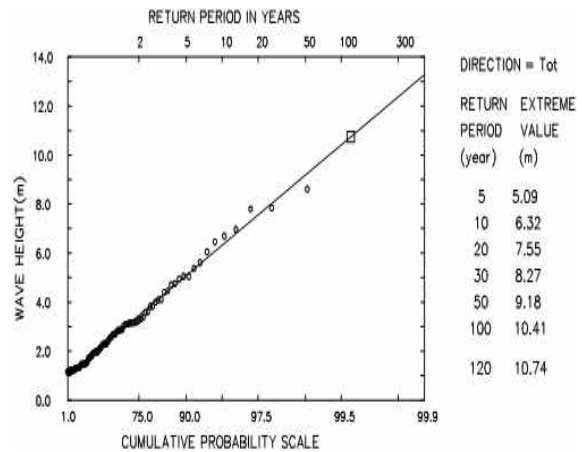


그림 5.2 태풍 매미의 빈도 분석의 예 (태풍 매미를 포함시키지 않고 분석하고 여기에 태풍 매미 자료를 (□ 표)를 표시)

이 당시는 3세대 모델의 계산 시간이 너무 많이 걸려 전 기간을 3세대 모델로 계산하지 못하여 1979년에서 2003년 사이의 중요 동계폭풍과 1951년부터 주요 태풍에 대해서만 3세대 파랑 모델로 산출하고 나머지에 경우에는 대해서는 2세대 모델인 HYPА 모델에 의해 장기 파랑을 산출하였다. 이와같이 1979년에서 2003년까지 25년간의 장기파랑 자료 (ECMWF 기상 분석 자료를 이용한 파랑산출)와 1951년에서 2003년 사이에 주요 태풍에 대해 산출한 태풍시 파랑 자료를 이용한 극치 분석을 수행하였고 이를 전해상에서 매 18 Km 격자점에 대해 16개 방향별 각 재기 년도별 설계과를 산출하였다.

1.2 장기 파랑 산출을 통한 설계파 산출 개선 방안

2005년도에 설계파를 산정할 당시 여러 차례의 전문가 회의를 통하여 설계파 산출 및 활용에 대한 의견이 제시 되었다.

i) 장기 파랑 산출 정보의 산출 보완 정보의 활용

파랑 정보는 해안구조물의 설계, 항만 및 해안·연안개발사업의 계획, 조사, 시공, 토사 이동에 의한 항만매몰, 항만운영, 유지관리와 연안재해 방지, 연안침식, 해안선 변형 방지, 항만정온, 부진동 등 항만공학 제반 문제의 해결에 필수 자료로 활용된다. 이런 광범위한 항만 관련 활용을 위해서는 최신 update된 장기간 연속 파랑산출 결과의 Data Base로부터 통계 분석을 통한 운영 파랑 통계 정보와 극치 분석을 통한 설계파의 산출이 요구된다.

ii) 기존 파랑 정보의 제반 활용에 제한점

2005년 설계파 재산출 당시는 전산계산기의 속도가 지금처럼 빠르지 않았고 또 3세대 파랑 모델이 MPI가 안되어 계산시간이 너무 많이 걸려 제한적으로 3세대 WAM 모델로 파랑을 시뮬레이션하고 나머지는 2세대 모델인 HYPA 파랑 모델을 이용하였다. 이 두 종류의 자료들은 서로 격자 위치, 정도가 다르고 이상파와 폭풍파의 연결도 매끄럽지 못하여 이를 합쳐서 하나의 장기 연속 파랑 Data Base를 만들어 다목적 용도로 활용되게 하기 위한 작업이 계속 지연되어 아직 이루어지지 않아서 연안 항만 기술자들이 필요로 하는 형태의 장기 파랑 자료 Data Base와 그 통계 처리 결과를 제공하지 못하고 있는 형편이어서 그 활용에 제한을 받는다.

또한, 연구기관에서는 우리나라 전해역의 모든 정밀 격자점에 대해 일괄적으로 산출한 설계파를 모든 구조물 설계에 그대로 적용하는데 대한 문제가 제기되고 있다. 이는 선진국에서도 채택하지 않는 방법으로 위험 부담이 크다. 이에 대한 해법으로 국책 연구기관에서는 장기 파랑 산출 자료를 잘 확보하여 이로부터 초벌 분석한 전 해상의 모든 격자점에 대해 설계파를 산출하여 이를 기본 장기 산출 자료 데이터 베이스와 함께 공개하고 이를 국가 전체의 모든 지점에서 기본 설계 자료로 사용하는 방법이 있다. 특정 항에 대한 실시 정밀 설계에는 이 기본 설계 지표를 바탕으로 그 일대의 장기 파랑 데이터 베이스를 이용하여 전문 용역사가 해당 항에 대해 정밀 분석을 통하여 각 항의 특성에 맞게 실시 설계파를 산출하여 활용하는 것이 바람직할 것이다. 하지만 아직 우리나라에서 이렇게 건설적인 의견이 아직도 시행되지 못하는 이유는 위에서 언급한 바와 같이 각항에 대해 용역사들이 정밀 분석 할 수 있는 기본 정보를 합쳐 하나로 만드는데 제한이 따르고 또 시간이 많이 걸리기 때문이다. 그래서 현재 한국 해양연구원이 모든 격자점에 대한 연속 장기 파랑 산출 자료 데이터 베이스를 일반 용역사에게 공개하고 있지 않고 있고, 이와 같은 이유로 전문 용역사들은 실시 설계 시에 심해 설계파를 정밀 재검토하는 것이 불가능하다.

iii) 설계파 및 파랑 통계 정보 산출 지원 방향

가) 연속 장기 파랑 산출 자료 산출 및 기본 설계파 산출 제공

설계파의 산출 및 제공은 우선 국책 연구 기관에서 현장 관측 자료를 토대로 하여 많은

검정을 거쳐, 전 기간에 대해 장기간 연속적으로 파랑 제원을 산출하여 데이터 베이스화 하고 이로부터 기본 설계파를 산출하여 제공하면 이를 각종 연안 항만 문제에 활용하고 항만 구조물의 기본 설계자료로 이용한다. 특정항에 대한 실시 설계시에는 전문 용역사들이 연구 기관이 제공하는 기본 설계파 정보와 각 격자점에서 연속 장기 파랑 산출 결과를 이용하여 정밀 검토하고 실시 설계파를 산정하여 활용하며 아울러 해안 침식, 매물 문제, 정온문제, 각종 연안 방제 등 각종 자료로 활용할 수 있게 한다.

나. 기본 설계파와 장기 파랑 데이터 베이스의 정기적인 Update

파랑 관측 자료가 계속 축적되고 파랑산출 모델도 급속히 발전하고 있어 설계파의 수정, 보완은 계속 요구된다. 최근에 와서는 기후 변화가 심하여 기상 재해가 날로 늘어나고 이는 상당히 유동적이어서 적어도 10년에(2005년 산출시에 자문 위원들은 5년 마다 한 번으로 제의) 한번은 Update하는 것이 바람직하다고 본다.

제 2 절 단계적 심해파 장기 연속 산출 및 통계분석

2.1 개요

신규 설계파는 2003년까지 시뮬레이션한 자료를 이용한 것으로 최근의 산출결과자료는 포함되지 않아 최신 변화 추세의 정보가 고려되고 있지 않다. 또한 입사 심해파 추산 격자가 18 km 내외로 되어 있어 서해, 남해의 복잡한 해안에 대해서는 더 작은 격자(9km 정도)의 필요성이 제기된다. 앞서 언급한 바와 같이 2005년 당시는 계산 속도의 문제로 전 기간에 대해 3세대 모델 결과를 사용하지 못하였기 때문에 극치 분석 방법 등에 대한 보충 검토가 필요하다. 이는 장기 자료 Data Base가 평상파와 이상파 간의 자연스럽지 못한 연결을 보이고 있기에 하나의 연속장기자료 데이터 베이스가 형성하지 못하여 항만 기술자가 충분히 이용하지 못하고 있기 때문이다.

이들을 보완하기 위해 전 기간 동안에 약 9 km 격자의 3세대 모델 결과로 통일 하여 심해파의 재산출이 요구된다. 이에 따라 심해파 산출 모델을 MPI가 되는 모델을 도입하고 격자를 9km로 줄여 단계적으로 재산출하는 방향으로 우선 최근 5년간의 심해파를 재산출 하여 보았다.

2.2 최근 5년간 심해파 연속 추가 산출

Hybrid Parametric 모델과 이를 천해로 확대한 Hybrid parametric 모델은 파랑 발생, 전파, 소산의 여러 과정을 정확히 계산하는 장점이 있어 동계 계절풍, 동해선풍과 같은 경우의 적용에는 아주 효과적이다. 이 3세대 파랑모델은 스펙트럼 형태에 대한 가정 없이 비선형 파랑 상호작용을 계산하기 때문에 적용 범위가 넓으며, 또한 천해역까지 확대할 수 있으므로 이를 한반도 주변해역에 수립하였다. WAM-cycle 4.0 는 광역의 파랑 모델의 결과를 이용하여 연안 모델의 입력으로 바로 사용할 수 있게 nesting시켜 계산할 수 있도록 구성되어 있기 때문에 광역 파랑 산출과 더불어 이용할 수 있는 장점이 있다. 최근에 신속 계산을 위해 MPI 방식으로 계산되는 WAM Cycle 4.52를 도입하여 신속

예보 및 장기 파랑 산출에 사용할 수 있게 했다.

바람자료는 유럽 중규모 예보센터(ECMWF)에서 spectral model에 의해 재분석한 매 6시간 간격의 전지구 Gaussian 격자점 자료를 사용하였다. 전 계산 격자점에서의 파고와 주기 및 파향에 대하여 약 1/12도 격자간격과 매 1시간 간격으로 정밀도가 개선된 데이터베이스를 구축하였다.

2005년 해양연구원에서 심해 설계파 산출시에 그 당시의 수치 모델과 계산기의 제한성으로 미비점을 단계적으로 보완하기 위해 전 기간을 9 km의 격자로 더 세분화한 격자망을 이용하여 연속적으로 3세대 파랑 모델을 이용하여 산출된 연속 장기 파랑 산출 데이터베이스를 확보하는 목적으로 단계적으로 파랑 재산출을 추진하고 있는 것이다. 우선 2004년 ~ 2008년의 5년간 3세대 파랑 모델인 WAM모델에 의한 1/12도 (약 9km) 격자 간격으로 정밀파랑 산출을 실시하였다.

2.3 재산출된 파랑 데이터 베이스에서 검색 분석

i) 동해 너울성 파랑의 관측 자료와 비교 분석

동해안에서 발생하는 월파는 갑작스러운 이상 고파의 내습형태로 순간적으로 발생하는 경우가 많고, 연안에서의 지형적인 영향이나 방파제 등 구조물의 조건에 따라 다양한 형태로 나타난다. 우리나라 동해안 일대에서 최근 몇 년간 상당한 재난피해를 야기 시킨 월파의 자연적 발생특성은, 주로 겨울철 (10월 ~2월경)에 집중적으로 발생한 너울성 고파의 내습이 원인이 되어 항만 및 방파제에서 월파가 자주 발생했었다(오 등, 2010). 동해에서 발생하는 겨울철 너울성 고파의 원인은, 중국 북동부 내륙 및 한반도 북부 지역에서 특별히 강하게 발달한 한대성 저기압이 동해로 진출하여 동해 중심부로 이동하는 과정에서 형성된 강한 해상 폭풍이 주 요인으로 사료되고 있다. 수 백 km 이상의 동해 북동부 먼 바다에서 강하게 발달한 해상 폭풍의 영향으로 높은 파고의 폭풍파가 발생하고, 이러한 폭풍성 고파가 폭풍지역을 빠져나와 먼거리를 이동하는 동해안 너울성 장파의 특성을 지니게 된다. 이러한 너울성 고파가 우리나라 동해안에 도달할 무렵이면, 우리나라의 국지적 날씨는 양호할 때가 있는데, 이때 예상치 못한 이상 고파의 출현으로 인명 및 재산피해가 크게 발생한 경우가 많다.

이러한 동해안 너울성 파랑은 2005년 10월, 2006년 10월, 2008년 2월에 나타났는데 이를 3세대 파랑 모델로 모의하였다. 이때의 바람은 ECMWF 의 6시간 간격의 바람을 사용하였고, 그림 5.3 ~ 5 와 같이 갑작스러운 변화는 재현하지 못하지만 파고의 최대 값과 시간은 거의 일치한다. 이는 바람의 시간간격이 커서 순간적인 변화를 감지하지 못하기 때문인 것으로 사료된다 .

20~25 Oct., 2005

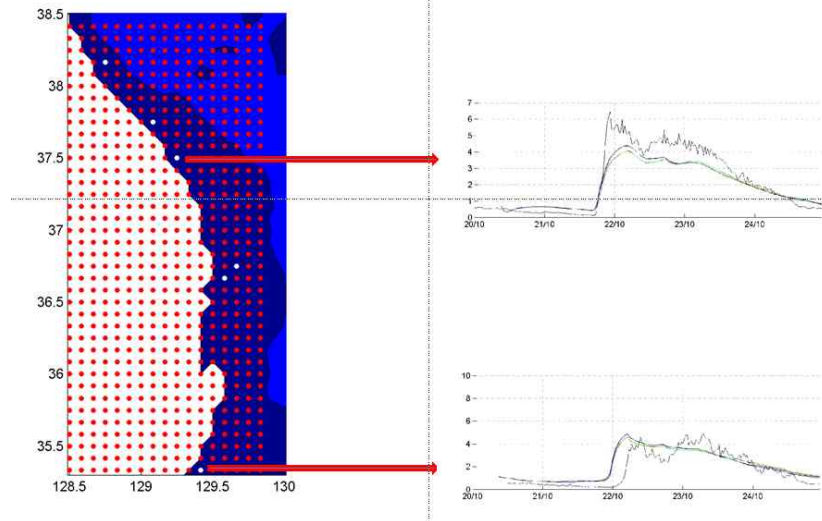


그림 5.3 2005년 10월 너울성 고파 모의 시 격자점(좌) 와 관측 결과와 비교 (우)

21~26 Oct., 2006

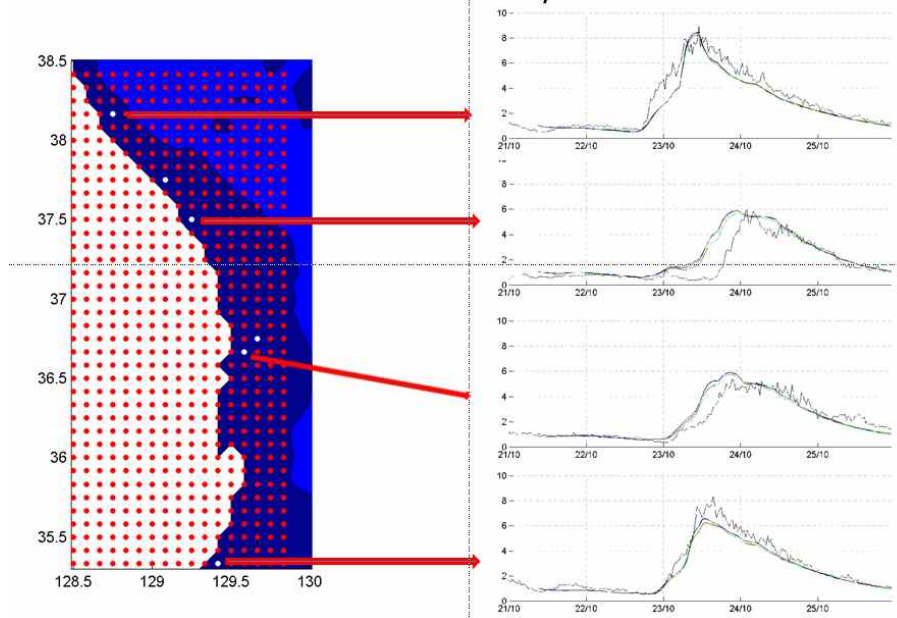


그림 5.4 2006년 10월 너울성 고파 모의 시 격자점(좌) 와 관측 결과와 비교 (우)

21~26 Feb., 2008

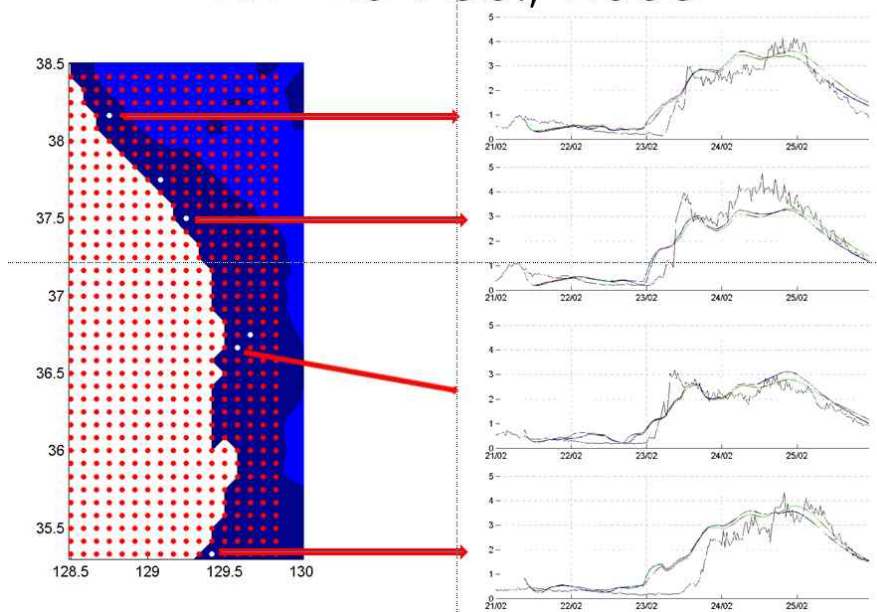


그림 5.5 2008년 2월 너울성 고파 모의 시 격자점(좌) 와 관측 결과와 비교 (우)

ii) 최근 5년간 산출한 파랑 자료 포함 설계파 분석

금번에 산출한 2004년 ~ 2008년의 5년간의 자료만으로는 극치분석에 의한 심해 설계파를 산정하여 2005년 산출 결과와 비교하고 또 최근의 파후의 변화를 파악하기 위해 분석을 요구 받고 이를 시도하였으나 자료의 기간이 너무 짧아 극치 통계 분석이 안정적이지 못하여 격자점 마다 변동의 폭이 크게 나타나서 뚜렷한 경향을 알아보는 데는 한계가 있었다. 더 많은 시간을 가지고 정밀 분석이 필요하여 여기에 이 자료로 부터의 비교 분석 검토 결과에 대한 토의는 생략한다.

2005년에 설계파 산출시에 계산한 1979년 ~ 2003년의 25년간에 대해 2세대 파랑 모델인 HYPAMODEL에 의해 산출한 1/6도 격자 간격 자료와 최근 3세대 모델로 1/12도 격자로 5년간 산출한 결과를 합쳐서 30년간의 연속 자료로부터 심해 입사설계파를 간이로 재분석하였다. 아래의 그림 5.6 ~ 5.21 은 2005년에 산출한 심해설계파 중 HYPAMODEL 결과만으로 분석한 결과(비태풍시 심해설계파)를 검은색으로 표시하였고, 태풍을 WAM모델로 산출한 결과 포함하여 분석한 결과 (태풍시 심해설계파)는 파랑색으로 표시하였으며, 25년간의 HYPAMODEL결과와 금번 5년간의 WAM모델 결과를 합하여 분석한 결과를 빨간색으로 나타내었다. 금번에 산출한 심해설계파는 태풍의 영향이 제대로 반영되지 않아, 남해안과 제주해안에서는 비교하기 어려우므로 서해안과 동해안의 기존결과중 비태풍시의 결과와 비교 검토하였다.

서해안에서의 비교결과 HYPAMODEL에 의한 25년간 산출결과에 의한 비태풍시의 결과(검은색 선)보다 금번에 산출한 결과(빨간색 선)은 비슷하거나 약간 큰 결과를 나타내었다. E계열의 방향에서 검은색보다 크게 산정되어지만 태풍을 포함한 결과(파랑색 선)보다는 작으므로, 심해설계파의 최종결과에는 영향이 없을 것으로 사료되며, WNW, NW, NNW

등의 방향에서는 일부 격자점에서 파란색보다 더 크게 산출되어 심해설계파가 더 커질 수 있을 것으로 생각된다.

동해안의 경우, W계열의 방향에서 파란색보다 크게 산정되었지만 주방향이 아니어서 큰 의미는 없으나, N, NNE, NE의 방향에서는 전반적으로 큰 결과를 산출되었으며, 일부 격자점에서는 1~2m 정도의 심해설계파의 증가되는 경우도 있을 것으로 사료된다.

결론적으로, 금번에 산출된 결과(빨간색)가 2005년 결과(파란색)보다 큰 경우는 동해안에서만 (NE에서는 남해동부도 포함) 나타났다. 이는 금번에 추가 산출한 5년간의 WAM 모델결과는 장주기의 파랑산출을 강화하여 나타난 결과인지, 최근 5년간에 동해안에 자주 발생한 이상파랑현상과 관련된 것인지는 단언할 수 없으나, 최근 5년간의 파랑산출을 추가함으로써 일부 동해안 격자점에서 N, NNE, NW 방향의 심해설계파는 증가될 수 있을 것으로 사료된다.

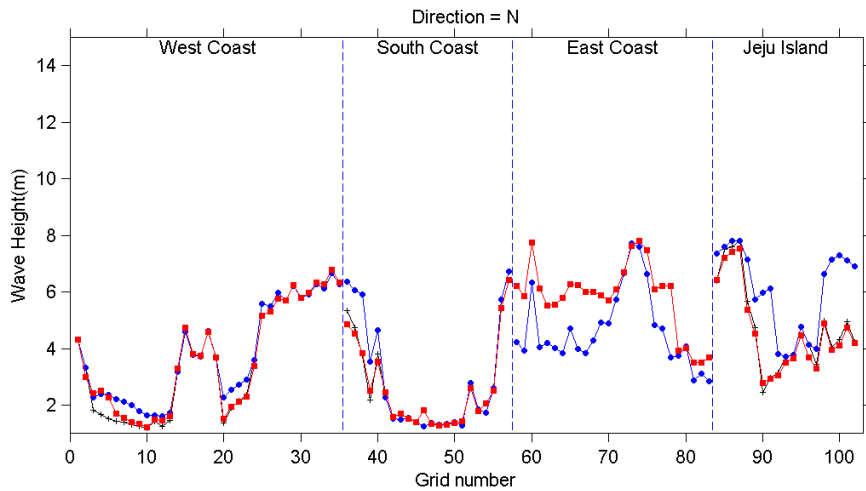


그림 5.6 해역(서해, 남해, 동해, 제주)별 심해 설계파의 비교 (N방향), 검은색 : 2005년 산출된 비태풍시 심해설계파, 파랑색 : 2005년 산출된 태풍시 심해설계파, 빨간색 : 보완 심해설계파

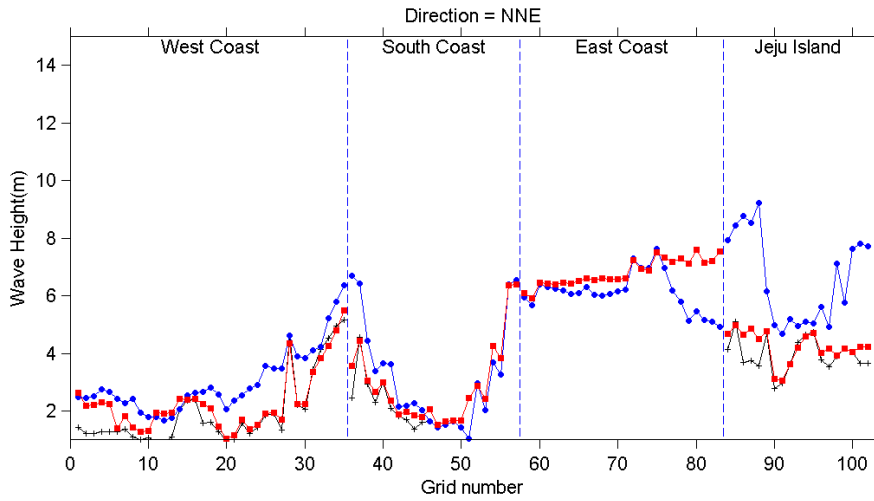


그림 5.7 해역(서해, 남해, 동해, 제주)별 심해 설계파의 비교 (NNE방향), 검은색 : 2005년 산출된 비태풍시 심해설계파, 파랑색 : 2005년 산출된 태풍시 심해설계파, 빨간색 : 보완 심해설계파

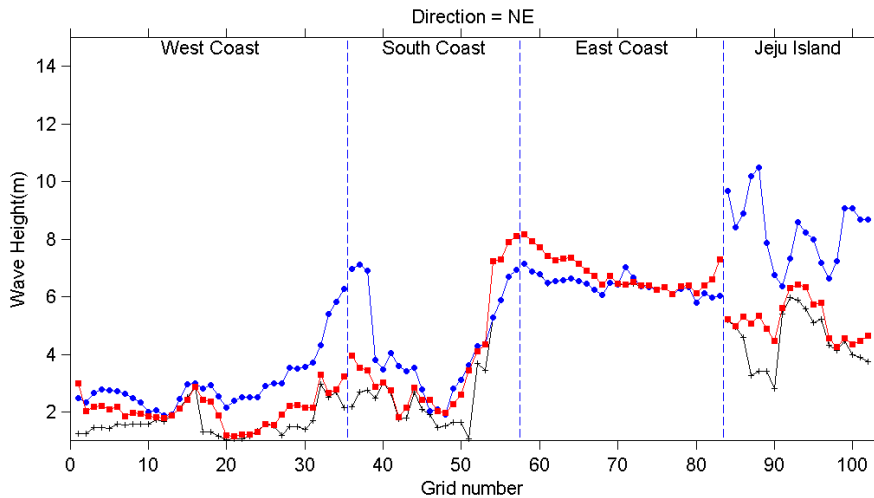


그림 5.8 해역(서해, 남해, 동해, 제주)별 심해 설계파의 비교 (NE방향), 검은색 : 2005년 산출된 비태풍시 심해설계파, 파랑색 : 2005년 산출된 태풍시 심해설계파, 빨간색 : 보완 심해설계파

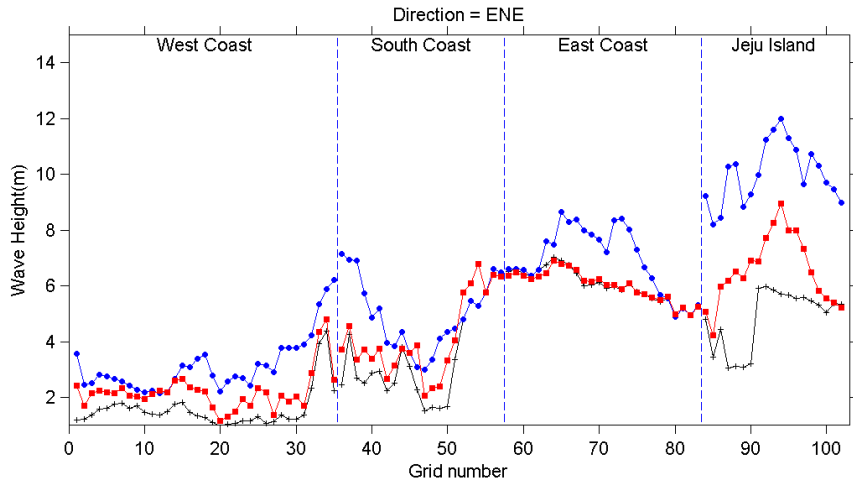


그림 5.9 해역(서해, 남해, 동해, 제주)별 심해 설계과의 비교 (ENE방향), 검은색 : 2005년 산출된 비태풍시 심해설계과, 파랑색 : 2005년 산출된 태풍시 심해설계과, 빨간색 : 보완 심해설계과

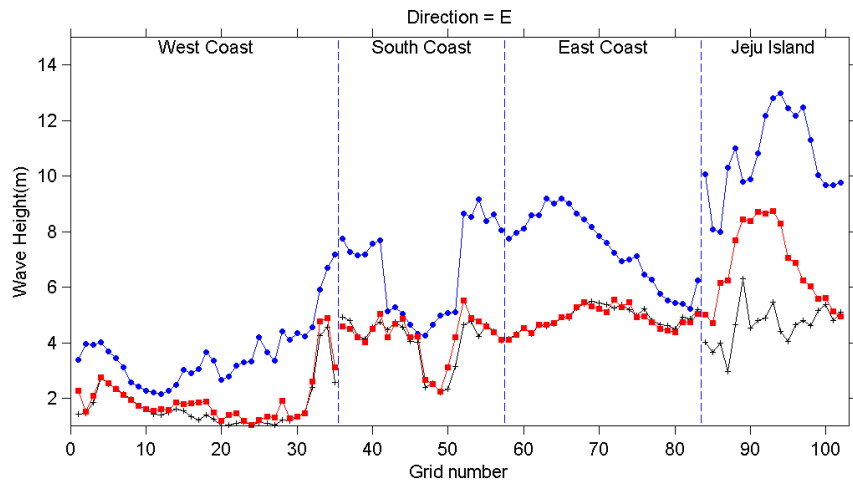


그림 5.10 해역(서해, 남해, 동해, 제주)별 심해 설계과의 비교 (E방향), 검은색 : 2005년 산출된 비태풍시 심해설계과, 파랑색 : 2005년 산출된 태풍시 심해설계과, 빨간색 : 보완 심해설계과

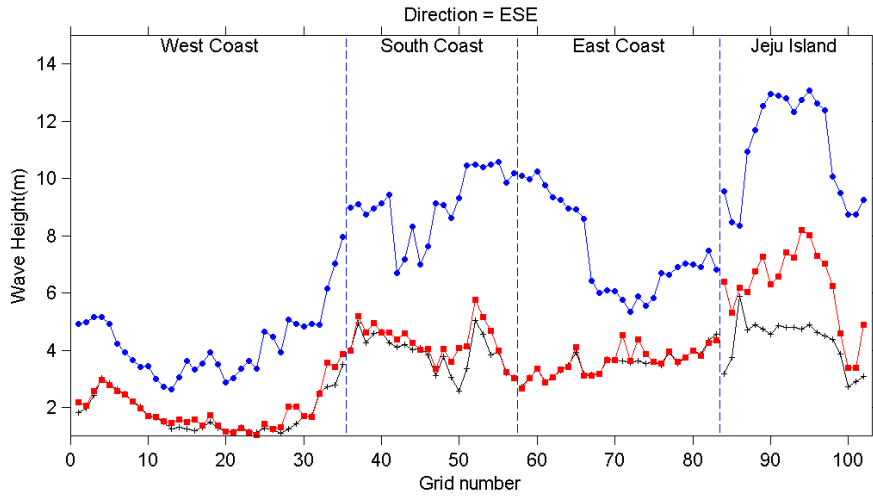


그림 5.11 해역(서해, 남해, 동해, 제주)별 심해 설계파의 비교 (ESE방향), 검은색 : 2005년 산출된 비태풍시 심해설계파, 파랑색 : 2005년 산출된 태풍시 심해설계파, 빨간색 : 보완 심해설계파

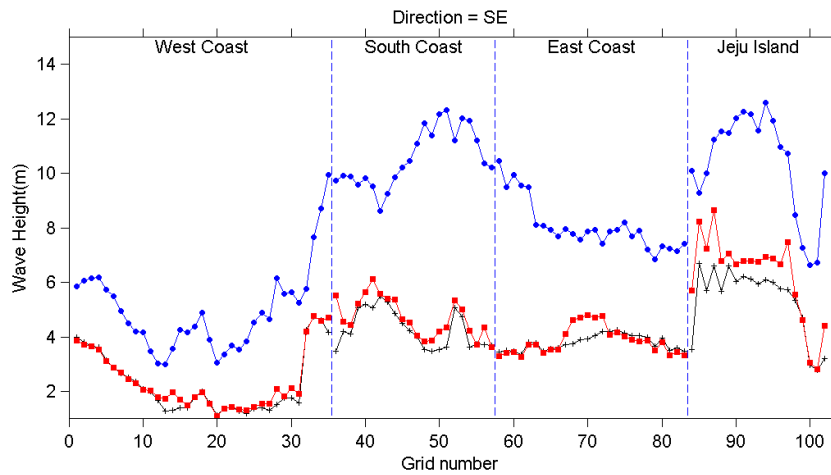


그림 5.12 해역(서해, 남해, 동해, 제주)별 심해 설계파의 비교 (SE방향), 검은색 : 2005년 산출된 비태풍시 심해설계파, 파랑색 : 2005년 산출된 태풍시 심해설계파, 빨간색 : 보완 심해설계파

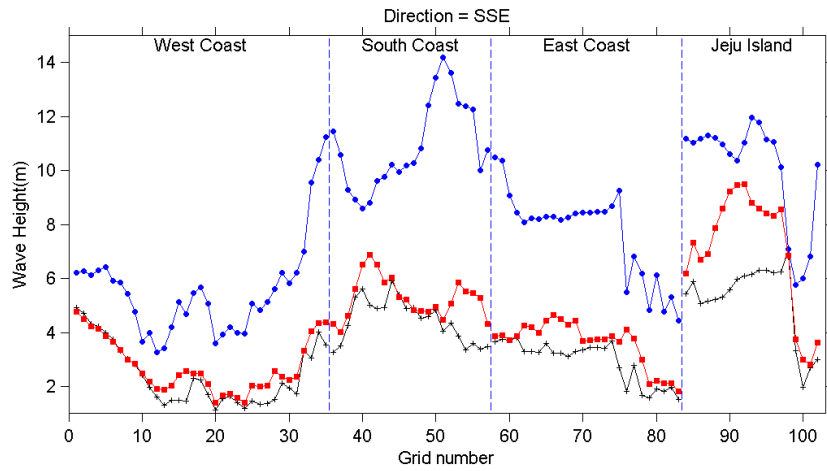


그림 5.13 해역(서해, 남해, 동해, 제주)별 심해 설계파의 비교 (NE방향), 검은색 : 2005년 산출된 비태풍시 심해설계파, 파랑색 : 2005년 산출된 태풍시 심해설계파, 빨간색 : 금번보완 심해설계파

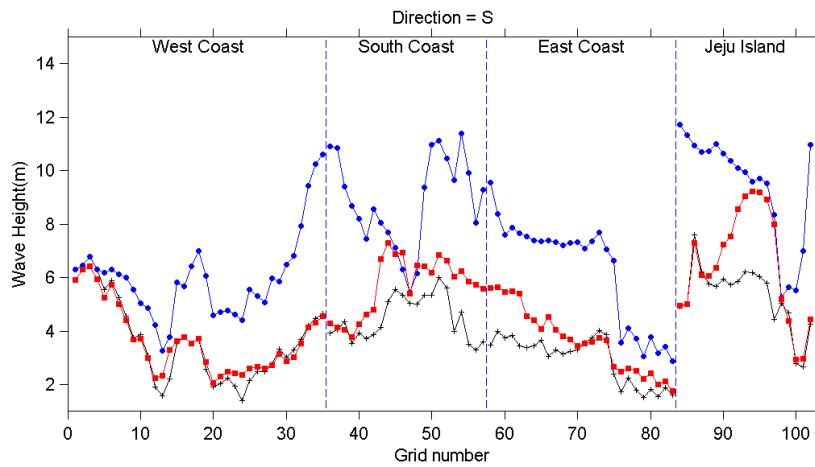


그림 5.14 해역(서해, 남해, 동해, 제주)별 심해 설계파의 비교 (S방향), 검은색 : 2005년 산출된 비태풍시 심해설계파, 파랑색 : 2005년 산출된 태풍시 심해설계파, 빨간색 : 보완 심해설계파

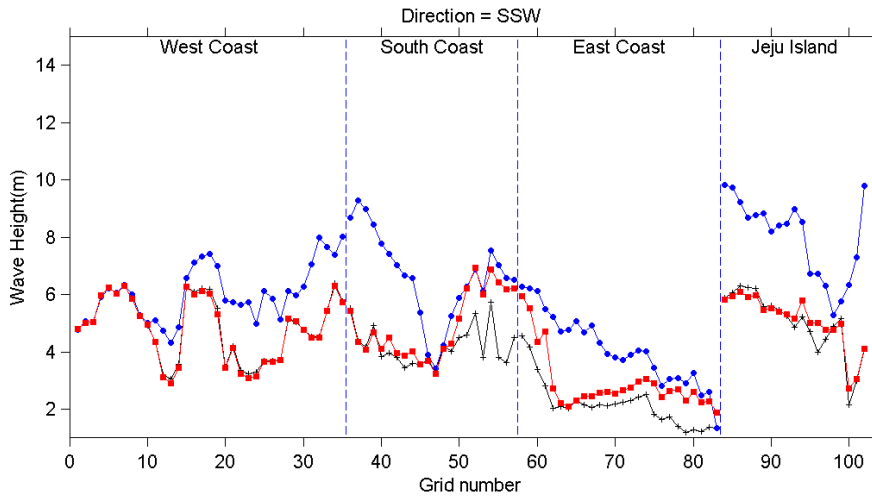


그림 5.15 해역(서해, 남해, 동해, 제주)별 심해 설계파의 비교 (SSW방향), 검은색 : 2005년 산출된 비태풍시 심해설계파, 파랑색 : 2005년 산출된 태풍시 심해설계파, 빨간색 : 보완 심해설계파

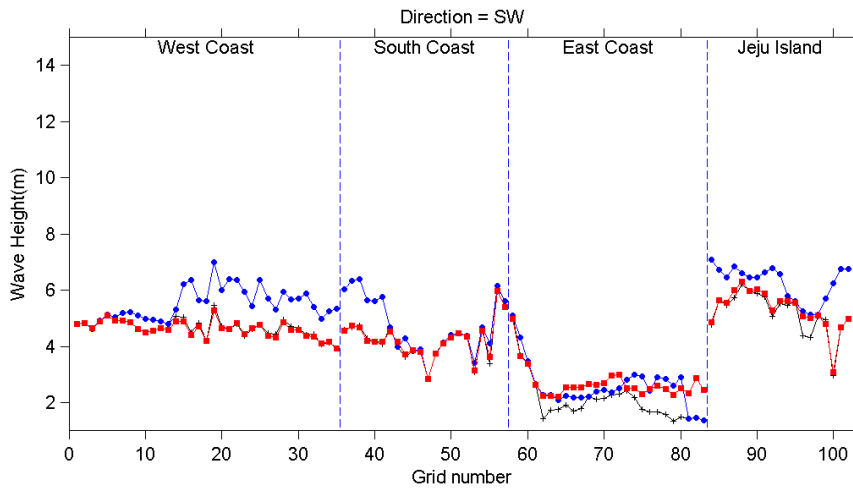


그림 5.16 해역(서해, 남해, 동해, 제주)별 심해 설계파의 비교 (SW방향), 검은색 : 2005년 산출된 비태풍시 심해설계파, 파랑색 : 2005년 산출된 태풍시 심해설계파, 빨간색 : 보완 심해설계파

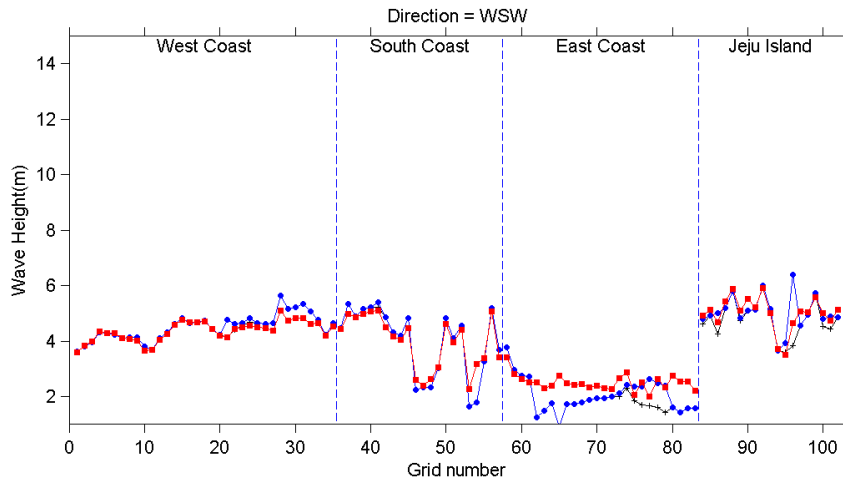


그림 5.17 해역(서해, 남해, 동해, 제주)별 심해 설계파의 비교 (WSW방향), 검은색 : 2005년 산출된 비태풍시 심해 설계파, 파랑색 : 2005년 산출된 태풍시 심해설계파, 빨간색 : 보완 심해설계파

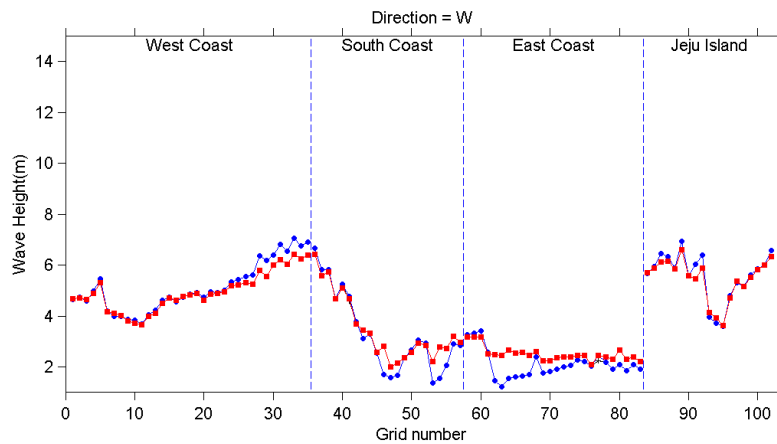


그림 5.18 해역(서해, 남해, 동해, 제주)별 심해 설계파의 비교 (W방향), 검은색 : 2005년 산출된 비태풍시 심해 설계파, 파랑색 : 2005년 산출된 태풍시 심해설계파, 빨간색 : 보완 심해설계파

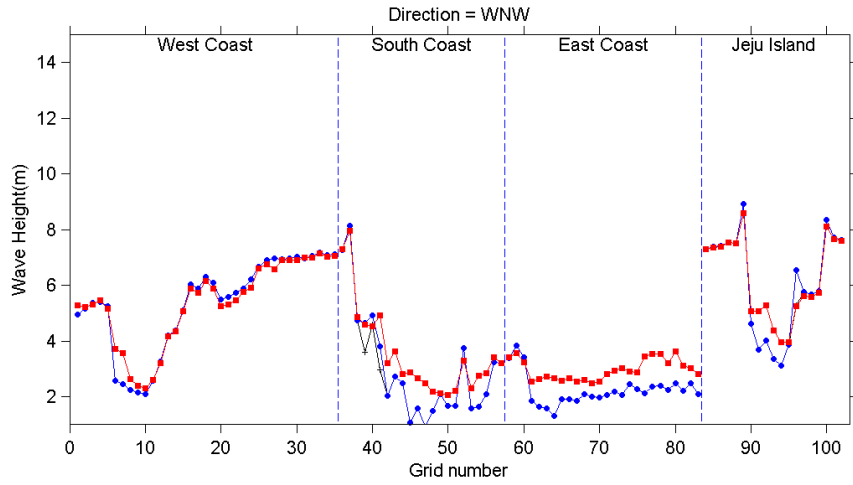


그림 5.19 해역(서해, 남해, 동해, 제주)별 심해 설계과의 비교 (WNW방향),
 검은색 : 2005년 산출된 비태풍시 심해 설계과, 파랑색 : 2005년 산출된 태풍시
 심해설계과, 빨간색 : 보완 심해설계과

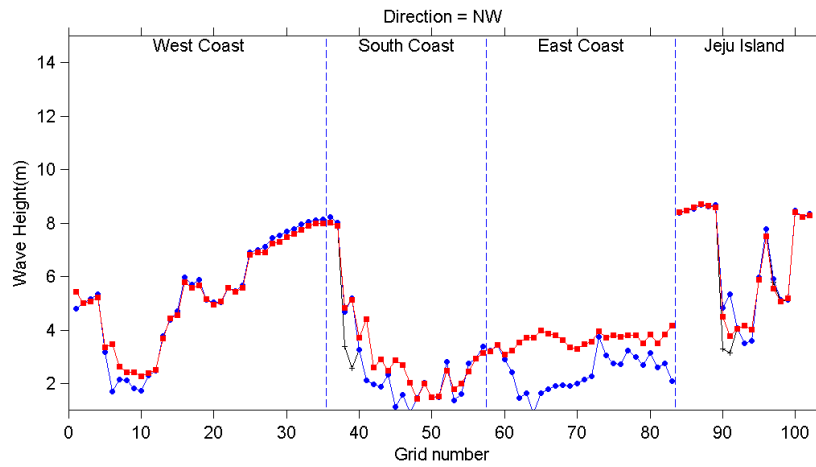


그림 5.20 해역(서해, 남해, 동해, 제주)별 심해 설계과의 비교 (NW방향),
 검은색 : 2005년 산출된 비태풍시 심해 설계과, 파랑색 : 2005년 산출된
 태풍시 심해설계과, 빨간색 : 보완 심해설계과

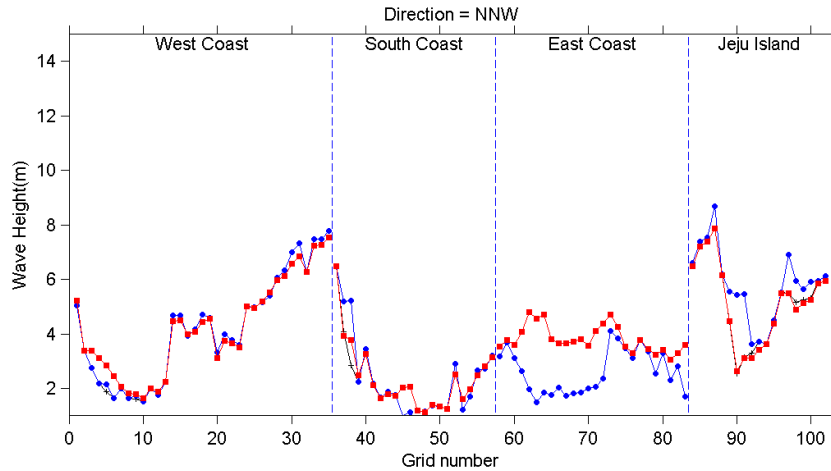


그림 5.21 해역(서해, 남해, 동해, 제주)별 심해 설계파의 비교 (NNW방향),
 검은색 : 2005년 산출된 비태풍시 심해 설계파, 파랑색 : 2005년 산출된 태풍시
 심해설계파, 빨간색 : 보완 심해설계파

제 3 절 천해파 산출 시스템

3.1 천해파 산출 모델

1. 개요

항만 설계를 위한 설계파의 산출, 연안구조물의 시공계획 수립을 위한 파랑통계자료의 산출, 항만매몰, 연안침식 및 해안선 변화 등에 대한 파랑의 영향을 산출하기 위하여 장기간의 파랑자료가 필요하다. 천해 파랑의 산출은 먼저 이 지역으로 입사하는 심해 입사파를 산출하고, 이로부터 천해파 변환 모델에 의해 구조물의 설치 위치에서의 천해 파랑을 산출하는 과정을 밟게 된다. 파랑 산출은 심해 입사파의 산출과 이를 천해 변환하는 천해파 산출로 구분할 수 있으며, 구조물의 설계를 위한 설계파 산출과 작업 조건, 정온, 퇴적물 이동 등을 평가하기 위한 장기 파랑 통계 자료로 구분된다.

한국해양연구원은 2005년 “전해역 심해설계파 추정보고서 II”에서 전 해상의 세부 격자에 대해 수치 모델에 의해 간접적으로 장기간 파랑 자료를 산출하였으며, 이로부터 전 해상에 대한 설계파를 일괄 계산하여 해상 및 연안 구조물의 설계에 참고할 수 있도록 제공했다. 그 결과는 1988년에 설정한 설계파보다 지역적으로 상당한 차이를 보이는 곳이 많았으며, 특히 태풍에 의한 설계파가 높아졌다. 향후 공사할 시설물은 새로 산출된 장기 파랑 산출 정보를 참고하여 설계파를 정밀 산정하여 설계하면 될 것이나, 이미 완공된 기존의 시설물과 현재 공사 중인 시설물에 대해서는 새로운 설계조건을 어떻게 적용하느냐가 문제이다. 설계파가 높아진 시설물에 대해서는 정부의 예산 문제와 연계되어 모든 시설물을 한꺼번에 보완한다는 것은 불가능하다. 따라서, 중요 시설물에 대해 자세한 검토를 통해 우선 순위와 국가 예산 지원 능력들을 고려하여 단계적으로 보완

해 나가도록 하는 계획을 세우고, 이를 점차적으로 실시해나가는 것이 요구된다. 또한, 구조물의 특성에 따라 최적의 경제적인 설계를 할 수 있게 설계조건이 설정되어야 할 것이다.

천해파랑 산출시스템의 핵심은 원하는 지점과 시간에 파랑을 생산할 수 있는 각종 수치 모델의 수립, 개발이며, 또 이를 실제 적용하는데 필요한 각종 입력자료 및 입력자료의 생산체제이다. 입사파의 산출을 위한 파랑모델과 또 원해에서 측정 또는 산출한 입사파랑을 항만 부근 천해 각 지점으로 변환시킬 수 있는 천해파랑 스펙트럼 변환 모델 그리고 항 부근 국지파랑추산 모델들이 체계적으로 연계되는 시스템이다. 천해 파랑 모델은 크게 파랑 스펙트럼 변환 모델과 환경사 방정식에 의한 파랑 변환 모델의 두 종류의 파랑 모델을 이용하였다. 연안 입사파에서 천해파 및 항내파의 산출은 2차원 파랑 스펙트럼을 외해 경계 조건으로 하고 해상풍, 조석, 조류의 영향을 모두 고려하여 천해 파랑 모델에 의해 연안 각 격자점에서 2차원 파랑 스펙트럼 모델을 계산하는 정밀 산출과, 실시간 현장 관측 자료 또는 광역 파랑 산출 결과를 입력으로 하여 주요 연안에 대해 미리 수립된 데이터 베이스를 이용하여 원하는 지점에서 천해 파랑을 거의 반자동으로 신속하게 산출하는 등 2가지 방법으로 수립된 것을 이용하여 전 기간에 대해 주요 연안 및 항만에 세부 격자점에서 파랑 자료를 생산 제공할 수 있게 했다. 방파제와 같은 항만의 외곽시설물 설계에 필요한 파랑의 제원 산출시 반사파의 영향을 고려하지 않고 진행파 성분만을 고려해야 하는 경우에는 SWAN 모델을 상세역에서도 적용 가능하다.

2. 천해파 모델 경계조건으로 2차원 파랑 스펙트럼의 결정

천해에서의 파랑의 변환은 파의 방향과 주기에 따라 달라진다. 천해 설계파를 구하기 위한 천해 파랑 모델은 이전에는 유의파 모델을 많이 이용해 왔으나 더 정확한 천해파 변환을 위해 요즘에는 전산기의 발달로 2차원 파랑 스펙트럼이 이용된다. 따라서 천해파 변환 모델의 각 외해 경계 격자점에서 2차원 파랑 스펙트럼이 입력되어야한다. 심해 설계파 데이터 베이스에서 검색하여 천해파 모델 외해 경계면에 각 격자점에 내삽한 유의파 심해 설계파 정보로부터 각 점에서 2차원 파랑 스펙트럼을 추산하여 천해파 모델의 경계 조건으로 사용되는 것이 요구된다.

불규칙파의 스펙트럼은 일반적으로 다음과 같이 주파수 스펙트럼 $S(f)$ 과 파향 분산 함수 $G(f, \theta)$ 로 표시될 수 있다고 가정한다.

$$S(f, \theta) = S(f)G(f, \theta) \quad (5.1)$$

여기서 주파수 스펙트럼은 주파수별 파 에너지 밀도를 나타내고, 파향 분산 함수는 방향별 상대적 크기를 나타내며 다음 관계를 만족하는 것으로 한다.

$$\int_0^{2\pi} G(f, \theta) d\theta = 1 \quad (5.2)$$

주파수 스펙트럼은 천해파 모형의 외해 경계에서 관측되거나 JONSWAP 스펙트럼을 이용하여 측면과 외해측 경계조건을 만들어 적용한다.

$$S(f) = \alpha g^2 (2\pi)^{-4} f^{-5} e^{-\frac{5}{4} \left(\frac{f}{f_m}\right)^{-4}} \gamma e^{-\frac{1}{2} \frac{(f-f_m)^2}{\sigma_m^2}} \quad (5.3)$$

여기서, α : Phillips 상수(Phillips' constant)

f_m : 첨두주파수(peak frequency)

γ : 첨두향상계수(peak enhancement constant)

σ 는 스펙트럼의 폭을 결정하는 파라미터로 다음과 같다.

$$\sigma = \sigma_a \quad \text{for} \quad f \leq f_m \quad (5.4)$$

$$\sigma = \sigma_b \quad \text{for} \quad f > f_m$$

Hasselmann et al.(1973)이 북해에서 관측한 심해파랑자료의 분석결과에 의하면 α 와 f_m 은 취송거리(fetch)와 풍속의 함수로 결정되며, γ , σ_a , σ_b 의 평균값은 각각 3.3, 0.07, 0.09로 나타남. 특히, γ 의 분포범위는 1.0 ~ 6.0이다.

천해에서는 JONSWAP 스펙트럼에서 천해 영향을 고려하는 함수를 적용하여 다음과 같이 TMA 스펙트럼을 만들어 이용한다.

$$S(f) = S_J(f) \phi(f, h) J_0 \quad (5.5)$$

여기서 $S_J(f)$ 는 Jonswap스펙트럼을 나타내고 $\phi(f, h)$ 는 수심의 영향을 반영하는 인자로서 Hughes (1984)에 의해서 다음과 같이 주어졌다.

$$\phi = \begin{cases} 0.5(\omega_h)^2 & \text{if } \omega_h < 1 \\ 1 - 0.5(2 - \omega_h)^2 & \text{if } 1 < \omega_h < 2 \\ 1 & \text{if } \omega_h > 2 \end{cases} \quad (5.6)$$

여기서 $\omega_h = 2\pi f \sqrt{h/g}$ 이다.

분석된 각 주파수 별의 파향 분포를 Mitsuyasu et al. (1975)가 제안한 다음 방향분포 함수로 최소 자승법에 의해 s 값과 θ_p 값이 추정된다.

$$G(f; \theta) = G_0 \cos^{2s} \frac{\theta - \theta_p}{2} \quad (5.7)$$

여기서 $G_0 = \frac{1}{\pi} 2^{2s-1} \frac{\Gamma^2(s+1)}{\Gamma(2s+1)}$, θ 는 파향, θ_p 는 주 파향이며 s 는 에너지의 방향분산

도를 나타내는 파라메타로서 방향분산계수(spreading coefficient)라고 부른다. 같은 주파수대에서 뚜렷이 2개의 방향이 나타날 때는 아래와 같이 두개의 주 방향에 대한 과향 분산 계수와 두 방향 사이의 에너지 분포 비로서 방향 분산을 나타낼 수 있다.

$$G(f; \theta) = a_1 G_1 \cos^{2s_1} \frac{\theta - \theta_{p_1}}{2} + a_2 G_2 \cos^{2s_2} \frac{\theta - \theta_{p_2}}{2} \quad (5.8)$$

위의 식에서의 s_1 , θ_{p_1} 그리고 s_2 , θ_{p_2} 및 두 주 방향 간의 에너지의 분포를 나타내는 a_1 , a_2 로써 나타낼 수 있다.

입사파가 과랑 모델 또는 관측망의 실시간 관측 자료로 주어질 때 천해의 각 격자점에서의 과랑 스펙트럼의 추산은 실시간 관측 자료의 분석 결과를 입력으로 하여 천해 과랑 스펙트럼 변환 모델에 의해 계산될 수 있다. 이 시스템에 사용되는 모델들은 사용자가 간편하게 즉각적으로 사용할 수 있도록 하는데 주안점을 두어, 전반적으로 입력자료를 줄여 자동화 하딘가 또는 간단한 파라메타만을 입력케 함으로써 신속한 필요 정보의 산출을 가능케 한다.

과랑 관측 시스템에서 생산하는 과랑 자료를 정밀 분석하여 즉시 천해 과랑 산출에 연결될 수 있게 하는 체계를 수립하였다. 방향스펙트럼을 추정하는 방법으로는 일정간격의 방향에 대한 방향분포함수의 값을 관측 과동량간의 Cross스펙트럼으로부터 직접 계산하는 방법과, 방향분포함수를 몇 개의 파라메타로 표현하여 그 파라메타를 계산하는 방법으로 구분할 수 있는데, 주요 과향 스펙트럼 추정 방법에는 선행 보고서에서 보여 준 것과 같이 직접 Fourier 변환법(DFT), Longuet-Higgins 방법 (LHM), 확장최우법(EMLM), 최대엔트로피법(MEP), Bayesian 과향 분석법(BDM) 등이 있으며, 천해 과랑 산출 시스템과 연결시에는 LHM 법 및 MEP 법이 이용된다. 정밀 분석하여 저장된 압축 결과 파일에서 원하는 시각의 자료를 검색하여 2차원 과향 스펙트럼으로 합성한다. MEP 법은 각 주파수별로 방향 분산함수를 아래와 같이 표시할 때 각 주파수별 과랑 에너지와 분산함수 계수를 계산한다.

$$\hat{G}(\theta|f) = e^{-\lambda_0 - \sum_{i=1}^4 \lambda_i l_i(\theta)} \quad (5.9)$$

$$\begin{aligned} \text{여기서 } l_0(\theta) &= 1 \\ l_1(\theta) &= \cos \theta \\ l_2(\theta) &= \sin \theta \\ l_3(\theta) &= \cos 2\theta \\ l_4(\theta) &= \sin 2\theta \end{aligned}$$

정밀 분석된 과랑 자료의 기록량을 줄이기 위해 정밀 과향분석방법에 의해 분석된 방향 분포함수를 이용하여, 분석된 각 주파수별의 과향 분포를 Mitsuyasu et al. (1975)가 제안한 방향분포함수의 주 과향 θ_p , 에너지의 방향분산도를 나타내는 파라메타로서 방향분산계수 s 를 최소자승법에 의해 추정하여 적은량으로 기록하였다가 천해과랑 산출시 각 주파수별 과향 분산을 아래와 같이 계산하여 입력 자료로 활용한다.

3. 천해파 산출 모델

가. 천해 파랑 스펙트럼 변환 모델

파랑이 해안에 가까워짐에 따라 더욱 많은 천해 영향을 받게 되며, 특히 수심의 제한으로 쇄파가 일어나 궁극적으로 소산된다. 연안 국지의 파랑을 구하기 위하여 이러한 광역 파랑모델에 각종 천해 과정을 포함시켜 구하는 것은 비경제적이고 또 한계가 있다. 이 광역 파랑모델의 결과를 천해변환모델의 입력자료로 사용하여 정밀한 연안 국지파랑 자료를 산출한다.

바람에 의해 발달한 기술한 바와 같이 파고, 주기, 파향이 서로 다른 불규칙파로서 이를 취급하는 방법은 파를 파고, 주기, 파향이 다른 성분파의 중첩으로 보고, 파의 에너지를 주파수와 파향의 함수로 나타내는 것이다. 실제 바다의 파랑은 불규칙한 모양으로 일반적으로 이용되고 있는 선형파 이론에서는 이것을 무수히 많은 성분파의 선형적 합으로 간주하고 파랑에너지를 주파수와 파향의 함수인 2차원 스펙트럼으로 표현한다.

파랑 에너지 보존방정식은 다음과 같다.

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} (CC_g E) + C_g \cos \theta \frac{\partial}{\partial x} (CC_g E) + C_g \sin \theta \frac{\partial}{\partial y} (CC_g E) \\ & + \frac{C_g}{C} \left\{ \sin \theta \frac{\partial C}{\partial x} - \cos \theta \frac{\partial C}{\partial y} \right\} \frac{\partial}{\partial \theta} \{CC_g E\} = \sum_i \{Q_i CC_g\} \end{aligned} \quad (5.10)$$

여기서 C , C_g 는 각각 위상 속도와 군속도를 나타내며, 위의 식에서 Q_i 는 에너지 발생과 소산률(Dissipation)을 나타낸다. 또한 Phillips(1977)는 파랑에너지 보존방정식 다음과 같이 나타내었다.

이 방정식은 파수 영역에서 아래와 같이 정리되며,

$$\frac{\partial}{\partial t} \{F(\vec{k}) \delta A\} + \frac{\partial}{\partial x} \{UF(\vec{k}) \delta A\} + \frac{\partial}{\partial y} \{VF(\vec{k}) \delta A\} = \sum_i Q_i \quad (5.11)$$

$$\frac{\partial F}{\partial t} + \frac{dx}{dt} \frac{\partial F}{\partial x} + \frac{dy}{dt} \frac{\partial F}{\partial y} + \frac{dk_x}{dt} \frac{\partial F}{\partial k_x} + \frac{dk_y}{dt} \frac{\partial F}{\partial k_y} = \sum_i Q_i \quad (5.12)$$

주파수 영역에서는

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} E(f, \theta) + \frac{\partial}{\partial x} \{UE(f, \theta)\} + \frac{\partial}{\partial y} \{VE(f, \theta)\} \\ & + \frac{\partial}{\partial f} \left\{ \frac{df}{dt} E(f, \theta) \right\} + \frac{\partial}{\partial \theta} \left\{ \frac{d\theta}{dt} E(f, \theta) \right\} = \sum_i Q_i \end{aligned} \quad (5.13)$$

로 된다.

천해에서는 파랑에너지 스펙트럼을 구하기 위하여 위의 파랑에너지 보존방정식을 푸는

데는 우선 각 지점에서 각 성분파의 파수 k 와 파향 θ 를 구해야 하고, 또 파랑에너지의 발생과 소산도 천해에서는 심해에서와 같은 효과에 천수 및 굴절에 의한 파랑 변형, 해저마찰, 모래에서 Percolation, Mud Bottom의 운동 등에 의한 에너지 소산, 파의 불안정에 따른 백파에 의한 소산, 쇄파대 부근에서 쇄파에 의한 소산 등을 계산하여 이를 이용해 위의 방정식을 수치적으로 풀어야 한다. 비선형적 특성을 갖는 것을 파랑 에너지 스펙트럼의 변환을 다룰 때는 선형화 과정이 필요하다.

실제의 파랑은 주파수와 파향의 함수로 2차원 파랑 스펙트럼에 작용하는 모든 과정을 고려하여 파랑의 발달, 진행, 변환을 추산하는 것은 매우 어렵다. 실용적인 파랑산출 모델을 위해서는 파랑의 표현방법이나 계산방법에 대한 단순화가 필요하다.

파랑의 특성을 주파수와 파향의 함수로 표시할 때 주파수대를 N 격자, 파향대를 M 격자로 나누어 각 격자에서 파랑에너지를 취급할 경우, 1차원 파랑스펙트럼 모델은 각각 $N \times M$ 개의 성분파의 주파수와 파향에 따라 발달, 전파, 변형 특성이 다르게 된다. 또 이들 성분파 사이에 상호작용도 일어나 에너지의 재분배가 일어나기도 한다. 이들 $N \times M$ 개의 성분파를 다 고려하여 이들 주파수와 파향에 따라 에너지의 방정식을 풀어 파랑을 추산하는 방법이다.

간단하게 접근하는 방법으로 2차원 파랑스펙트럼을 1차원 주파수 스펙트럼과 방향 분포함수의 곱으로 가정하여 방향 분포함수를 제한된 수의 파라미터의 연속함수로 표현하여 단순화하는 방법을 생각할 수 있다. 2차원 스펙트럼은 변수 분리로 1차원 주파수 스펙트럼 $S(f)$ 와 방향분포함수 $G(\theta; f)$ 로 편리하게 표현할 수 있다.

$$E(f, \theta) = S(f) G(\theta; f) \quad (5.14)$$

$$S(f) = \int_0^{2\pi} E(f, \theta) d\theta \quad (5.15)$$

Lee(1984)는 2차원 파랑 스펙트럼의 변환을 주파수 스펙트럼($S(f)$)와 방향분포함수 $G(\theta; f)$ 의 각각을 서로 상호 작용을 고려하며 천해 변환시키는 효과적인 천해 파랑 스펙트럼 모델을 개발했다.

나. SWAN 모델

SWAN(Simulation Waves Nearshore) 모델은 수치 파랑 모델로서 주어진 바람, 해저면 및 해류 조건으로부터 연안역, 호수 및 하구의 파랑을 계산한다. 이 모델의 기본방정식은 파랑작용의 평형방정식(wave action balance equation)이며 사용되는 원천항(source terms)에 따라 제 1 세대, 제 2 세대 및 제 3 세대 모델로 분류된다.

(1) SWAN 모델의 개요

SWAN 모델에서 고려되는 전파과정(propagation processes)은 다음과 같다.

- 공간좌표 상에서의 이류 수송(advection)
- 수심과 흐름에 의한 굴절 현상(refraction)
- 수심과 흐름에 의한 천수 현상(shoaling)
- 반대 흐름에 의한 파랑의 블록화 및 반사(blocking and reflection)

또한, SWAN 모델에서는 다음과 같은 원천항을 고려한다.

- 바람에 의한 파랑에너지 생성
- 백파에 의한 파랑에너지 소산
- 쇄파에 의한 파랑에너지 소산
- 저면 마찰에 의한 파랑에너지 소산
- 비선형상호작용에 의한 에너지 교환
 - 제 2 차 비선형상호작용
 - 제 3 차 비선형상호작용

SWAN Cycle 2 는 비정상 또는 정상 모드(mode)의 파랑장을 모의할 수 있다. 정상 모드는 모델 해역 내에서 파랑의 도달시간(travel time)이 바람, 조석의 시간 규모보다 작은 경우에 사용할 수 있다. 한편 회절(diffraction)에 의한 파랑의 변형은 SWAN 모델에서 취급하지 않기 때문에 수 파장 내에서 파고의 공간적 변화가 현저한 곳에서는 사용할 수 없다. 따라서 구조물 주변에서의 모델 결과는 정확성이 떨어진다. 수심과 흐름은 모델의 입력자료이므로 파랑에 의한 평균수위 변동(wave set-up) 및 연안류는 계산되지 않는다.

(2) SWAN 모델의 이론적 배경

쇄파대 등에서는 비선형성이 강하지만 SWAN 모델에서 파랑은 2차원 작용 스펙트럼으로 표현된다. 비선형성이 강한 조건에서도 스펙트럼을 사용하는 이유는 스펙트럼이 그러한 조건의 파랑을 통계적으로 충분히 서술할 수는 없지만 파랑의 2차 모멘트의 스펙트럼 분포는 예측이 가능하다는 생각 때문이다. 여기서 고려되는 스펙트럼은 에너지 스펙트럼 $E(\sigma, \theta)$ 이 아니라 작용스펙트럼(wave action spectrum) $N(\sigma, \theta)$ 이다. 흐름이 존재하는 경우 작용스펙트럼은 보존되지만 에너지스펙트럼은 보존되지 않기 때문에 작용스펙트럼이 에너지스펙트럼보다 일반화된 물리량이다. 작용밀도 스펙트럼과 에너지밀도 스펙트럼의 관계는 다음과 같다.

$$N(\sigma, \theta) = \frac{E(\sigma, \theta)}{\sigma} \quad (5.16)$$

여기서, σ 는 각주파수(intrinsic angular frequency)로 절대각주파수(absolute angular frequency) ω 와 다음과 같은 관계가 있다.

$$\omega = \sigma + \vec{k} \cdot \vec{U} \quad (5.17)$$

여기서 \vec{k} 와 \vec{U} 는 각각 파수와 유속의 벡터이다.

파랑 스펙트럼의 발달은 작용평형 방정식에 의하여 기술된다.

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{\partial c_x N}{\partial x} + \frac{\partial c_y N}{\partial y} + \frac{\partial c_\sigma N}{\partial \sigma} + \frac{\partial c_\theta N}{\partial \theta} = \frac{S}{\sigma} \quad (5.18)$$

위 식에서 좌변의 제1항은 작용의 시간 변화량, 제2항과 제3항은 지리적 공간에서의 작용의 전파, 제4항은 수심과 흐름의 변화에 의한 상대주파수의 천이 그리고 제5항은 수심과 흐름에 의한 굴절을 나타낸다. 선형파 이론에 의한 파랑의 전파속도는 아래와 같다.

$$c_x = \frac{dx}{dt} = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd} \right] \frac{\sigma k_x}{k^2} + U_x \quad (5.19)$$

$$c_y = \frac{dy}{dt} = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd} \right] \frac{\sigma k_y}{k^2} + U_y \quad (5.20)$$

$$c_\sigma = \frac{d\sigma}{dt} = \frac{\partial \sigma}{\partial d} \left[\frac{\partial d}{\partial t} + \vec{U} \cdot \nabla d \right] - c_y \vec{k} \cdot \frac{\partial \vec{U}}{\partial s} \quad (5.21)$$

$$c_\theta = \frac{d\theta}{dt} = -\frac{1}{k} \left[\frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial m} + \vec{k} \cdot \frac{\partial \vec{U}}{\partial m} \right] \quad (5.22)$$

여기서, s 와 m 은 각각 파향선(wave ray)과 파향선에 수직인 좌표를 의미한다. 평형방정식의 우변은 원천항(source and dissipation)을 나타내며 이는 파랑의 생성, 소산 및 비선형상호작용에 의한 에너지 전달을 포함한다.

$$S = S_{in} + S_{ds} + S_{nl} \quad (5.23)$$

SWAN 모델에서 바람에 의한 파랑의 생성은 다음 식으로 표현된다.

$$S_{in}(\sigma, \theta) = A + BE(\sigma, \theta) \quad (5.24)$$

여기서, A 는 Phillips(1957)에 의한 공진 기구를 반영하는 것으로서 Cavaleri and Malanotte-Rizzoli(1981)의 식을 사용한다. SWAN 모델에서는 저주파 성분을 제한하기 위하여 Tolman(1992)에 의한 수정식을 사용한다.

$$A = \frac{1.2}{2\pi g^2} \frac{\rho_a}{\rho_w} \left[U_* \max[0, \cos(\theta - \theta_w)] \right]^4 H(\sigma) \quad (5.25)$$

마찰속도는 Wu(1982)의 식을 사용한다.

$$U_* = U_{10} \sqrt{(0.8 + 0.065 U_{10}) \times 10^{-3}} \quad (5.26)$$

한편, PM 주파수보다 적은 주파수대에서의 에너지 유입은 다음과 같이 필터 H 에 의하

여 감소된다.

$$H = e^{-\left(\frac{\sigma}{\sigma_{PM}}\right)^{-4}} \quad (5.27)$$

여기서, σ_{PM} 은 PM 주파수로서 $\sigma_{PM} = g/(28U_*)$ 로 주어진다.

한편, B 는 Miles(1957)의 전단 기구를 나타내며 SWAN 모델에서는 Komen et al.(1984)의 식과 Janssen(1991)의 식 중에서 선택할 수 있도록 하였다. Komen et al.(1984)의 식은 Snyder et al.(1981)의 식에 근거를 두고 있으며, WAM 모델에서도 채용되고 있다.

$$B = 0.25 \frac{\rho_a}{\rho_w} \max \left[0, \frac{28U_*}{c} \cos(\theta - \theta_w) - 1 \right] \sigma \quad (5.28)$$

Janssen(1991)은 경계층 효과와 해면의 조도에 의한 바람과 파랑의 상호작용을 고려하여 다음과 같이 나타내었다.

$$B = \beta \frac{\rho_a}{\rho_w} \max \left[0, \frac{U_*^2}{c^2} \cos^2(\theta - \theta_w) \right] \sigma \quad (5.29)$$

여기서, β 는 Miles 상수로서 무차원 임계고(λ)를 사용하여 다음 식으로 계산된다.

$$\beta = \frac{1.2}{\kappa^2} \lambda \ln^4 \lambda \quad \text{for } \lambda \leq 1 \quad (5.30)$$

$$\beta = 0 \quad \text{for } \lambda > 1$$

$$\lambda = \frac{gz_e e^r}{c^2} \quad (5.31)$$

$$r = \frac{\kappa c}{|U_* \cos(\theta - \theta_w)|} \quad (5.32)$$

여기서, κ 는 Von Karman 상수로서 0.41을 취하며 z_e 는 해면의 유효 조도이다. 풍속의 분포를

$$U(z) = \frac{U_*}{\kappa} \ln \left[\frac{z + z_e - z_o}{z_e} \right] \quad (5.33)$$

로 간주하면 유효조도길이는 다음 식으로 계산된다.

$$z_e = \frac{z_o}{\sqrt{1 - \frac{\tau_w}{\tau}}} \quad (5.34)$$

여기서, τ 는 총응력(total stress)이며 조도길이는 Charnock(1955)의 관계식으로 주어진다.

$$z_o = \hat{\alpha} \frac{U_*^2}{g} \quad (5.35)$$

여기서, $\hat{\alpha} = 0.01$ 이며 파랑 응력(wave stress)은 스펙트럼으로부터 계산된다.

$$\vec{\tau}_w = \rho_w \int \int \sigma B E(\sigma, \theta) \frac{\vec{k}}{k} d\sigma d\theta \quad (5.36)$$

SWAN 모델에서는 위에서 언급한 일련의 식과 $z = 10\text{m}$ 상에서의 풍속 U_{10} 을 사용하여 반복법으로 B 를 구한다.

심해 파랑의 모델링에 있어서 백파(whitecapping)는 가장 이해가 어려운 자연현상이다. 제 3세대 SWAN 모델에서는 Hasselmann(1974)이 제안한 표면펄스모델(surface pulse model)을 응용한다. 이 모형에 포함된 계수는 심해에서 충분히 발달된 파랑(fully arisen seas)의 에너지 평형을 고려하여 구해진다. 따라서 백파 모형의 계수 결정은 바람 입력항의 계산법에 의존하게 된다. SWAN 모델에서 바람 입력의 계산에 두 가지 식을 사용하고 있으므로 백파 모형도 두 가지의 옵션을 갖게 된다. 먼저 Komen et al.(1984)의 바람 입력식을 사용한 경우 백파 소산은 다음 식으로 주어지며, WAM 모델의 cycle 3 version에서 사용된 바 있다.

$$S_{br}(\sigma, \theta) = -\Gamma \bar{\sigma} \frac{k}{k} E(\sigma, \theta) \quad (5.37)$$

$$\Gamma = \Gamma_K \alpha_1 \left(\frac{s}{s_{PM}} \right)^m \quad (5.38)$$

여기서 s 는 파형경사(overall wave steepness)이며 s_{PM} 은 PM 스펙트럼에 대한 s 값이다. 또한 평균 파형경사 \bar{s} 는

$$\bar{s} = \bar{k} \sqrt{E_{tot}} \quad (5.39)$$

로 정의된다. $\bar{\sigma}$ 와 \bar{k} 는 각각 다음과 같이 정의되는 평균 주파수 및 평균 파수이다.

$$\bar{\sigma} = \left(E_{tot}^{-1} \int \int \frac{1}{\sigma} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \right)^{-1} \quad (5.40)$$

$$\bar{k} = \left(E_{tot}^{-1} \int \int \frac{1}{\sqrt{k}} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \right)^{-2} \quad (5.41)$$

$$E_{tot} = \int \int E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \quad (5.42)$$

여기서 E_{tot} 는 총 에너지, $\alpha_1 = 2.36 \times 10^{-5}$, $m = 4$ 이다. Janssen(1991)의 바람 입력에 대응하는 백파 소산 모형은 다음과 같다.

$$\Gamma = \Gamma_J = \alpha_2 \left(\frac{s}{s_{PM}} \right)^4 \left[(1 - \delta) + \delta \frac{k}{\bar{k}} \right] \quad (5.43)$$

여기서, $\alpha_2 = 4.104 \times 10^{-5}$, $\delta = 0.5$ 이다. 이 상수들은 Komen et al.(1984)와 Janssen(1991)이 이상적인 파랑 성장 조건하에서의 에너지 균형을 고려하여 얻은 것이다. 그러나 Young and Banner(1991)와 Banner and Young(1994)는 에너지 평형을 고려하여 구한 쇄파 소산 모형의 계수는 스펙트럼의 고주파 꼬리 형상(high frequency tail)에 크게 좌우된다는 사실을 발견하였다.

저면에 의한 에너지 소산은 저면마찰(bottom friction), 저면 운동(bottom motion), 침투(percolation) 및 불규칙 저면상의 산란(bottom scattering) 등에 의하여 발생한다 (Shemdin et al. 1978). 모래로 구성된 대륙붕에서의 에너지 소산은 주로 마찰에 의하여 발생한다. JONSWAP 실험에서 스펙트럼 파랑 모델에 사용할 수 있는 마찰 소산식이 유도되었는데(Hasselmann et al., 1973) 이 식은 선형 모형으로서 마찰계수의 선택이 적당한 경우 여러 조건 특히 너울과 폭풍에 대해서 좋은 결과를 주었다.

Hasselmann and Collins(1968)는 항력 마찰(drag friction)에 기초하여 저면마찰 소산의 비선형 모형을 제안하였으며 Madsen et al.(1988)과 Weber(1991)는 보다 복잡한 와류 이론에 근거한 모형을 고안하였다. SWAN 모델에서는 Weber(1991)의 식을 사용하여 저면마찰 소산을 계산한다.

$$S_{ds,b}(\sigma, \theta) = -C_{bottom} \frac{\sigma^2}{g^2 \sinh^2 kd} E(\sigma, \theta) \quad (5.44)$$

여기서 C_{bottom} 은 저면마찰계수로서 다음 식으로 정의되는 rms 저면 유속으로부터 구해진다.

$$u_{rms}^2 = \int \int \frac{\sigma^2}{\sinh^2 kd} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \quad (5.45)$$

JONSWAP에서 사용된 경험적인 선형 모형에서는 $C_{bottom} = 0.038m^2sec^{-3}$ 을 사용하였는데, 이 값은 너울에 대해서도 적용할 수 있다. 일반적으로 저면마찰계수는 파랑 조건(wave condition)에 의존하지만 Bouws and Komen(1983)이 풍파에 대해서 제안한 $C_{bottom} = 0.067m^2sec^{-3}$ 은 많은 경우에서 유효한 것으로 보고되었다(Cavaleri et al., 1989; Tolman, 1994; Luo and Monbaliu, 1994). Collins(1972)의 항력마찰 모형에서는 다음 식이 유도된다.

$$C_{bottom} = c_{fw} g u_{rms} \quad (5.46)$$

여기서, $c_{fw} = 0.015$ 이며, Madsen et al.(1988)의 와점성 모형에서는 다음 식을 사용한다.

$$C_{bottom} = \frac{g}{\sqrt{2}} f_{wr} u_{rms} \quad (5.47)$$

여기서, f_{wr} 은 Johnson(1966) 공식으로부터 구해지는 무차원 마찰계수이다.

$$\frac{1}{4\sqrt{f_{wr}}} + \log_{10} \left[\frac{1}{4\sqrt{f_{wr}}} \right] = m_f + \log_{10} \left[\frac{a}{K_N} \right] \quad (5.48)$$

여기서, $m_f = 0.08$ (Johnson and Carlsen, 1976)이며, a 는 저면 부근에서 수립자 운동의 진폭(excursion amplitude)이며 K_N 은 저면의 조도이다.

$$a^2 = 2 \int \int \frac{1}{\sinh^2 kd} E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \quad (5.49)$$

여기서, a/K_N 이 1.57보다 작으면 무차원마찰계수는 $f_{wr} = 0.30$ 으로 한다(Johnson, 1980).

무작위 파랑장에서 수심에 의하여 발생하는 쇄파에 의한 파랑 에너지 소산의 계산에는 단파(bore) 모형이 적용될 수 있다(Battjes and Janssen, 1978; Thronton and Guza, 1983). 쇄파 소산의 스펙트럼 분포 특성을 Battjes and Beji(1992)와 Vincent et al.(1994)의 실험으로부터 유추해 보면 쇄파가 파랑 스펙트럼의 형상에는 영향을 주지 않는 것으로 생각된다. 이러한 사실에 근거하여 Eldeberky and Battjes(1995)는 파랑 스펙트럼에 비례하는 쇄파 소산 공식을 도출하였으며, 이 공식이 SWAN 모델에서 사용되는 쇄파 소산 공식이다.

$$S_{ds,br}(\sigma, \theta) = -\frac{\alpha_{BJ} Q_b \bar{\sigma} H_m^2}{8\pi} \frac{E(\sigma, \theta)}{E_{tot}} \quad (5.50)$$

여기서, α_{BJ} 는 수치상수이며 Q_b 는 다음 식으로 계산되는 쇄파이다.

$$\frac{1 - Q_b}{\ln Q_b} = -8 \frac{E_{tot}}{H_m^2} \quad (5.51)$$

또한, $\bar{\sigma}$ 는 평균주파수로서 아래와 같이 계산된다.

$$\bar{\sigma} = E_{tot}^{-1} \int \int \sigma E(\sigma, \theta) d\sigma d\theta \quad (5.52)$$

그리고, 최대파고는 $H_m = \gamma d$ 이다. SWAN 모델에서 γ 의 계산에는 Nelson (1987)의 식을 사용한다.

$$\gamma = 0.55 + 0.88e^{-0.012\cot\beta} \quad \text{for } 0 < \beta < 0.1 \quad (5.53)$$

여기서 β 는 해저면의 경사이다. 한편 α_{BJ} 는 쇄파의 발달의 관측으로부터 추정될 수 있으며 모델에서는 통상 1.0을 사용한다.

심해에서 4파 비선형상호작용(또는 제3차 비선형상호작용, quadruplet wave-wave interactions) 효과는 스펙트럼의 침두주파수를 저주파 쪽으로 이동시키는 것이다. 이 현상은 약비선형으로서 수학적인 방정식은 Hasselmann (1962)에 의하여 도출되었다. 4파 비선형상호작용을 엄밀하게 계산하는 데는 매우 많은 계산 시간이 소요되므로 WAM 모델에서는 이산상호작용근사법(discrete interaction approximation)을 사용하고 있으며 SWAN 모델에서도 이것을 그대로 도입하였다. 이 근사법은 무수히 많은 4파 상호작용 배치 중에서 가장 영향이 큰 하나의 배치만을 고려하는 것이다(실제로는 이 배치에 대한 경상(mirror symmetrical)도 고려하므로 총 배치 수는 2개이다). 배치에 포함된 4파의 주파수는 다음과 같다.

$$\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma \quad (5.54)$$

$$\sigma_3 = \sigma(1 + \lambda) = \sigma^+$$

$$\sigma_4 = \sigma(1 - \lambda) = \sigma^-$$

여기서, $\lambda = 0.25$ 이며, 첫 번째 배치에서 두 개의 파수 벡터는 동일하다. 반면에 다른 두 파는 각각 상대적으로 $\theta_3 = 11.5^\circ$, $\theta_4 = -33.6^\circ$ 의 각을 갖는다. 한편 두 번째 배

치에서는 $\theta_3 = -11.5^\circ$, $\theta_4 = 33.6^\circ$ 가 된다. 심해에서의 이산상호작용 근사는 다음과 같이 나타낼 수 있다.

$$S_{nl4}(\sigma, \theta) = S_{nl4}^*(\sigma, \theta) + S_{nl4}^{**}(\sigma, \theta) \quad (5.55)$$

위 식 우변의 제1항은 제 1 배치에 의한 비선형상호작용이며 제2항은 제 2 배치(제 1 배치의 경상 배치)에 의한 비선형항으로 아래와 같이 계산된다.

$$S_{nl4}^*(\sigma, \theta) = 2\delta S_{nl4}(\alpha_1\sigma, \theta) - \delta S_{nl4}(\alpha_2\sigma, \theta) - \delta S_{nl4}(\alpha_3\sigma, \theta) \quad (5.56)$$

여기서 $\alpha_1 = 1$, $\alpha_2 = 1 + \lambda$, $\alpha_3 = 1 - \lambda$ 이며 각 항은 다음과 같다.

$$\delta S_{nl4}(\alpha_i\sigma, \theta) = C(2\pi)^2 g^{-4} \left(\frac{\sigma}{2\pi}\right)^{11} \left[E^2(\alpha_i\sigma, \theta) \left\{ \frac{E(\alpha_i\sigma^+, \theta)}{(1+\lambda)^4} + \frac{E(\alpha_i\sigma^-, \theta)}{(1-\lambda)^4} \right\} - 2 \frac{E(\alpha_i\sigma, \theta)E(\alpha_i\sigma^+, \theta)E(\alpha_i\sigma^-, \theta)}{(1-\lambda^2)^4} \right] \quad (5.57)$$

여기서, $C = 3 \times 10^7$ 이다. 한편 $S_{nl4}^{**}(\sigma, \theta)$ 는 위 식에 경상 배치의 상대 파향을 대입하여 구한다. Hasselmann and Hasselmann(1981)은 JONSWAP 스펙트럼에 대하여 천해에서의 4파 상호작용을 엄밀 계산하였다. 그들은 이 계산으로부터 천해에서의 상호작용을 심해파에 대한 값으로 표현하는 아래와 같은 공식을 도출하여 WAM 모델에 도입하였으며 SWAN 모델에서도 같은 방법으로 천해에서의 4파 상호작용을 고려한다.

$$S_{nl4}(\text{finite depth}) = R(k_p d) S_{nl4}(\text{deep water}) \quad (5.58)$$

여기서 k_p 는 JONSWAP 스펙트럼의 첨두 파수이며 d 는 수심이다. SWAN 모델에서 $k_p d$ 는 $0.75\bar{k}d$ 로 대체된다.

파장과 파고에 비하여 수심이 얕아지게 되면 3파 비선형상호작용(또는 제2차 비선형상호작용, triad interactions)의 영향을 무시할 수 없게 된다. 3파 비선형상호작용은 파랑의 에너지를 저주파 영역에서 고주파 영역으로 이동시킨다. 3파 비선형상호작용에 의해서 생성되는 저주파 영역은 SWAN 모델에서는 고려하지 않는다.

Eldeberky(1996)는 3파 비선형상호작용을 계산하기 위한 LTA (lumped interaction approximation)라고 하는 근사법을 제안하였으며, SWAN 모델에서는 이 방법을 채용하였다.

$$S_{nl3}(\sigma, \theta) = s_{nl3}^-(\sigma, \theta) + S_{nl3}^+(\sigma, \theta) \quad (5.59)$$

$$S_{nl3}^+ = \max\left\{0, \alpha_E 2\pi c_g J^2 |\sin\beta| \left[E^2\left(\frac{\sigma}{2}, \theta\right) - 2E\left(\frac{\sigma}{2}, \theta\right) E(\sigma, \theta) \right] \right\} \quad (5.60)$$

$$S_{nl3}^-(\sigma, \theta) = -2S_{nl3}^+(2\sigma, \theta) \quad (5.61)$$

$$\beta = -\frac{\pi}{2} + \frac{\pi}{2} \tanh\left[\frac{0.2}{U_r}\right] \quad (5.62)$$

$$J = \frac{k_{\sigma/2}^2 (gd + 2c_{\sigma/2}^2)}{k_{\sigma} d \left(gd + \frac{2}{15} gd^3 k_{\sigma}^2 - \frac{2}{5} \sigma^2 d^2 \right)} \quad (5.63)$$

여기서, α_E 는 조정할 수 있는 비례상수이며 J 는 상호작용계수이고 U_r 은 Ursell 파라미터로서 다음 식으로 구한다.

$$U_r = \frac{g}{8\sqrt{2}\pi^2} \frac{H_s \bar{T}^2}{d^2}, \quad \bar{T} = \frac{2\pi}{\sigma} \quad (5.64)$$

여기서, 3파 비선형상호작용은 $0.1 < U_r < 10$ 인 경우에만 계산한다.

Table 5.2에서는 원천항에 사용되는 공식에 따라서 SWAN 모델을 세대별로 정리하였다. 저면마찰소산에 대해서는 각 세대 모두 3가지의 선택이 있으며, 4파 비선형상호작용은 제 3세대 모델에서만 고려한다.

표 5.1 SWAN 모델의 세대별 구분

		n th generation mode of SWAN		
		1 st	2 nd	3 rd
Linear wind growth:	Cavaler & Malanotte-Rizzoli (1981) (modified)	×	×	
	Cavaleri & Malanotte-Rizzoli (1981)			×
Exponential wind growth:	Snyder et al. (1981) (modified)	×	×	
	Snyder et al. (1981)			× ¹
	Janssen (1989, 1991)			× ²
Whitecapping:	Holthuijsen and de Boer (1988)	× ³	× ⁴	
	Komen et al. (1984)			× ¹
	Janssen (1991), Komen et al. (1994)			× ²
Quadruplet interaction:	Hasselmann et al. (1985)			×
Triad interactions:	Eldeberky (1996)	×	×	×
Depth-induced breaking:	Battjes & Janssen(1978) with Nelson (?)	×	×	×
Bottom friction:	Hasselmann et al. JONSWAP (1973)	×	×	×
	Collins (1972)	×	×	×
	Madsen et al. (1988)	×	×	×

1. WAM cycle 3에서 사용
2. WAM cycle 4에서 사용
3. Pierson-Moskowitz spectrum
4. scaled Pierson-Moskowitz spectrum

다. 환경사 방정식 모델

파랑에너지 보존방정식에 의한 파랑추정의 문제점은 구조물 등에 의한 회절현상을 다루는데 어려움이 있다. Mild Slope Equation을 이용한 모델을 이용하면 회절, 반사 취급은 용이하다. 천해 파랑 산출 시스템 구축 사업에서 5가지의 환경사 방정식 모델을 수립되었는데 각 모델의 방정식의 유도 및 특성은 보고서에 수록되어 있다. 조화함수형 모델은 파랑의 천수, 굴절, 회절은 물론 반사도 반영할 수 있으므로 단주기 파랑에 의한 항만 정온도를 예측하는 데 적용할 수 있다. 그러나 조화함수는 한 파장당 수개의 격자가 요구되므로 광역의 파랑을 예측하는 데 적절하지 않다는 단점이 있다.

1) 조화함수형

쌍곡선형 모델 (HMI)

타원형 모델 (EMI)

2) 포물선형 (PM)

3) 주기평균형

쌍곡선형 (HMII)

타원형 (EMII)

3 천해파랑의 정밀 추산 체제

광역 파랑 모델을 이용하여 장기 산출한 데이터 베이스에서 연안 국지 모델의 외해 경계조건을 검색하여 이로부터 입력 가능한 연안풍, 각종 해저 조건 등을 고려하여 정밀 2차원 파랑 모델을 직접 운영하여 천해 각 격자점에서 천해 파랑을 산출하는 방법으로 주요 항만 일대에 대해 정밀 수심 격자망와 조석, 조류 산출 체제를 수립과 연계하여 국지 연안 파랑 모델을 수립하여 정밀 파랑 산출 체제를 수립했다.

천해 파랑 산출을 위해서는 외해 경계 조건인 심해의 입사파 제원이 천해 파랑 모델과 체계적으로 연계되어 거의 반자동적으로 적용할 수 있게 되어야 한다. 파랑 스펙트럼은 JONSWAP 스펙트럼 파라미터로부터 각 주파수마다의 파랑 에너지를 계산하고 또 너울 부분의 각 주파수별 파랑 에너지와 합쳐서 총 파랑 스펙트럼을 구성하여 입력한다. 1차원 풍파 스펙트럼은 다음 5개의 파라미터로 결정되는 JONSWAP 스펙트럼으로 기술된다.

$$a_i = [f_m, \alpha, \gamma, \sigma_a, \sigma_b] \quad (1)$$

$$E_f(f, a_i) = E_{PM}(f, a_i) \gamma^{\exp[-(f/f_m - 1)^2 / 2\sigma^2]} \quad (2)$$

$$E_{PM}(f, a_i) = \alpha g^2 (2\pi)^{-4} f^{-5} \exp\left[-\frac{5}{4} \left(\frac{f}{f_m}\right)^{-4}\right] \quad (3)$$

풍파 부분의 상기 5개의 JONSWAP 스펙트럼 파라미터와 너울 성분이 각 주파수별 파랑에너지 밀도와 방향으로 기록된 결과 자료에서 파랑 스펙트럼을 재생하여 이를 천해

파랑 스펙트럼 변환 모델의 입력 자료로 이용한다. 각 주파수별의 파향 분포를 Mitsuyasu et. al.(1975)가 제안한 방향분포함수의 주 파향 θ_p , 에너지의 방향분산도를 나타내는 파라미터로서 방향분산계수 s 를 이용하여 천해파랑 산출을 위해 각 주파수별 파향 분산을 아래와 같이 계산하여 입력 자료로 활용한다.

$$G(\theta; f) = G_0 \cos^{2s} \frac{\theta - \theta_p}{2}$$

여기서 $G_0 = \frac{1}{\pi} 2^{2s-1} \frac{\Gamma^2(s+1)}{\Gamma(2s+1)}$

θ_p : 주파향

s : 방향분산계수

장기 심해파랑 산출 결과를 각 격자점에서 유의파고, 주기 및 파향 등 유의파 정보로 정리된 데이터 베이스에서 천해 파랑 산출에 필요한 경계조건으로 필요한 국지 파랑 모델의 외해 경계면의 각 격자점에서의 2차원 파랑 스펙트럼 정보는 데이터 베이스에서 원하는 천해 격자망의 경계에 대해 유의파 정보(파고, 주기, 파향)을 검색하여 경계면의 각 격자점에 내삽한 이후에 경험적인 파랑 스펙트럼 및 파향 분산 파라미터를 이용하여 2차원 파랑 스펙트럼을 만들어 천해 파랑 모델의 경계 조건으로 활용한다. 심해파 모델을 새로 돌려 구하는 경우에는 경계면에 2차원 파랑 스펙트럼을 기록하여 NESTING 하여 이용할 수 있다.

정밀 천해파 산출을 위해 입력 자료로 필요한 조석 조류 정보를 신속 정확히 제공하는 체계가 요구된다. 임의의 지역에서 조석, 조류 모델을 수립하기 위해서는 전 연안에 대하여 상세격자에 대한 조석 조화 상수자료의 데이터베이스 구축이 선행되하고 이를 이용하여 원하는 지역의 조석·조류 정보를 효과적으로 생산 제공하는 시스템이 구축되어 천해 파랑 모델과 연결되게 하였다. 전 연안의 임의의 지역에 대해서 정밀 조석·조류를 신속히 산출하는 시스템의 구축을 위하여 임의의 국지 연안 조석 모델을 자동으로 수립하고 산출하는 시스템을 수립하였다. 자동 수심격자망 산출 시스템을 이용하여 수심 데이터베이스에서 원하는 지역의 격자 간격에 대해 연안 세부 수심 격자망을 즉시 수립할 수 있게 했다. 또 외부 경계면에서의 경계조건으로서의 조석은 앞에서 설명한 것과 같이 조석 데이터베이스에서 연안 세부 격자망의 외부 경계 격자점에 해당하는 조석 조화 상수를 내삽하여 임의의 계산에 대한 조석을 생산할 수 있게 하여 연안 세부 조류 모델의 경계 조건으로 사용하였다. 이렇게 하여 2차원 조석 모델을 연안 세부 격자망에 대해 반자동적으로 수립하여 계산하여 천해 파랑 모델의 입력으로 제공된다.

이 정밀 천해 파랑 산출 방법은 정확한 천해 파랑 정보를 생산할 수 있으나 워낙 계산 시간이 많이 걸려 모든 문제에 대해 적용하는데는 한계가 있다. 주요 이상 파고 발생 경우에 제한 기간에 사용하고 일반적으로는 아래에 기술한 간이 신속 산출 방법을 사용하여 복합적으로 산출하는 것이 경제적이다.

4. 천해파의 간이 신속 추산 체제

연안 침식을 파악하기 위해서는 문제 기간 동안에 작용한 외력에 대한 정보가 필요하다. 항만 및 연안 구조물이 설치되는 천해에서의 국지파는 연안으로 입사하는 장기간의 파랑 정보로부터 이를 천해 파랑 모델에 의해 천해 변환으로 원하는 지점으로 변환한 이후에 이를 통계 처리하여 국지파의 통계 자료를 구하는 방법과 먼저 입사파에 대해 통계처리하여 각 방향별 입사파를 통계를 구한 다음 이를 원하는 지점으로 천해 변환하여 원하는 지점에서의 국지 파랑 통계를 구하는 방법을 고려할 수 있다. 심해 입사파의 통계로부터 천해 국지파의 통계를 구하는 데는 서해안처럼 조석 조류의 변화 등 복잡 지역에서는 대략적인 값의 신속 파악 등에 활용할 수 있으나 정확한 정보를 얻는 데는 한계가 있다. 특정 지역에서 자세한 국지파는 그 지점에 대한 자세한 산출에 의해 설정되어야 한다. 연안 침식 연구를 위한 천해 국지 파랑 통계 분석은 국지 천해에서의 장기 연속 파랑 시계열을 간이로 산출하여 이를 통계처리하는 방법을 사용했다. 장기간에 걸쳐 매 1시간 마다 산출된 심해파랑의 데이터 베이스로부터 천해 파랑 변환 모델에 의해 관심지역의 국지 파랑의 장기간 시계열을 구하는 것은 사실상 엄청난 계산 시간이 소요되기 때문에 현실적이지 않아 계산 시간을 줄이는 방법이 요구된다. 장기간의 연속적인 파랑 산출이 가능하도록 계산시간이 상당히 걸리는 문제를 보완하여 빠르게 천해 파랑을 산출할 수 있는 체제를 구축하였다.

연안 침식은 주로 충분히 발달한 큰 파랑에 대한 영향이 크기 때문에 이 경우에 대한 정확한 추산이 필요한데 이 경우에는 연안 침식을 일으키는 고파의 경우에는 연안에서 비교적 좁은 지역에서 트인 해안에서 바람의 영향이 크게 중요하지 않는 경우가 대부분이다. 일반적으로 천해 설계파 산정에서도 충분히 발달한 풍파의 경우 국지 바람에 의해 가해진 Source 항은 백파에 의해 소산되어 파랑 스펙트럼이 평형 스펙트럼 이상으로 증가하지 않는 것으로 천해파랑 변환에서 바람의 영향을 고려하지 않고 계산한다.

그림 5.22는 천해파랑 변환에서 바람의 영향을 보여 주는 예로서 10Km 거리를 수심이 22m에서 2m로 단조롭게 변하는 천해에서 유의파 1.0m, 2.0m, 5.0m인 입사파에 대해 바람이 각각 0m/sec, 10m/sec, 20m/sec, -10m/sec(파랑에 반대 방향)로 불 때 SWAN 천해파랑 모델에 의해 계산한 결과를 보여 준다. 여기서 입사파는 유의파고로부터 구한 JONSWAP 스펙트럼과 방향 분포 함수를 합성하여 2차원 스펙트럼을 만들어 입사 경계조건으로 사용하였다. Fig. 3에서 보는 바와 같이 파고가 낮을 때는 천해에서도 바람의 영향이 매우 컸으나 파고가 높은 경우는 바람의 영향이 크지 않아 유의파 5m의 경우에는 바람의 영향은 거의 무시할 정도로 작다.

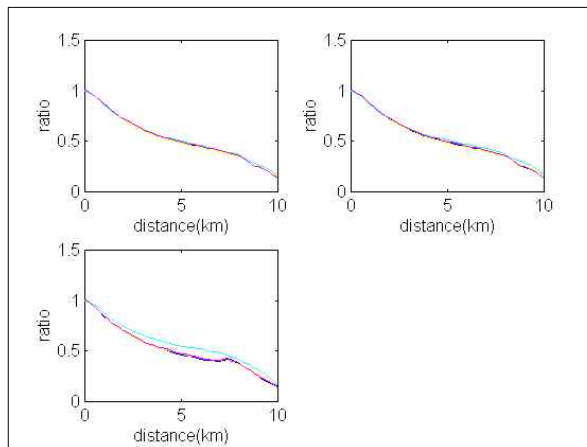
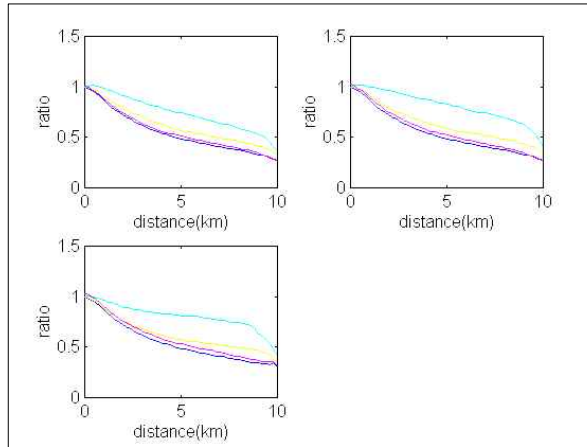
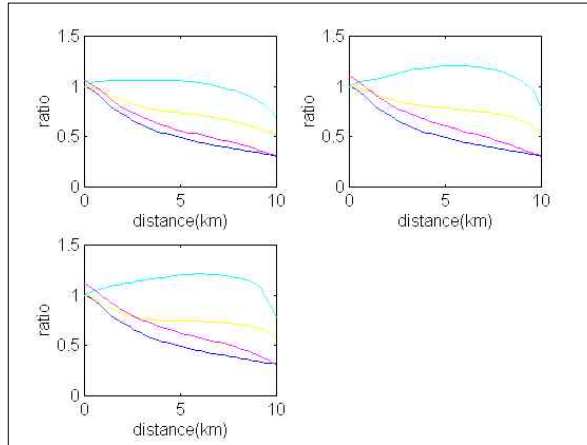


그림 5.22 각 바람에 대한(0, 10, 20, -10 m/sec)에 대한 천해파 변형의 예, (a). 입사파가 유의파고 1.0m인 경우 (b). 2 m인 경우 (c) 5 m 인 경우

천해파의 장기 산출을 위해 모든 경우에 바람의 효과를 고려하여 천해파랑 변환 모델에 의해 계산하는 것은 엄청난 노력이 필요하므로 전 기간동안은 위에서와 같이 천해파 산출 방법에 의해 근사적으로 신속하게 산출하고 이상파고시만 직접 모델에 의해 정밀 산출하여 보완하는 방법이 다음 단계에서 생각할 수 있는 방법일 것이다. 향후 전산기의 계산 속도가 크게 향상되면 전 기간동안을 수치 모델에 의해 계산하는 것도 고려할 수 있을 것으로 사료된다.

입사파 스펙트럼을 두 번 적분한 유의파 정보를 이용하여 대표 파랑에 대해 각 입사 방향별로 주기별, 파고별 조합에 대한 입사파와 천해파 모델 영역내의 각 격자점에서의 천해 국지파와의 파고비 및 방향 변위를 미리 계산하여 데이터베이스화하여 두 주이로부터 주어진 입사파에 대해 각 격자점에서의 파고비와 방향 변위를 내삽하여 계산하는 방법으로 미리 방향별, 주기별, 파고별로 파고비를 계산하여 데이터베이스를 만들고 해당 입사 파랑 제원에 대한 값은 이 데이터베이스에서 내삽하여 간이 추정하고 주요한 이상 파랑시에만 직접 천해 파랑 스펙트럼 변환 모델에 의해 천해 변환하여 천해 국지 지역에서 파를 구하는 것이 더욱 이상적이다. 전국 주요 항만 일대에 대해 정밀 격자점에서 장기간의 입사파의 시계열 자료를 간이 천해 변환하고 이를 극치 통계분석하여 국지에서의 천해파를 산출하는 시스템을 구성하였다. 수립된 각 천해지역에 대해 각 입사파향에 대해 파고별(1m, 3m, 5m) 그리고 파의 주기별(4초, 8초, 12초) 천해파랑을 각 격자점에 미리 계산하여 입사파고와의 파고비, 파향변위를 데이터베이스화하였다. 지역에 따라서 파향이 7개 또는 11개 등 다를 수 있는데 보통의 경우 9개 방향에 대해 3개의 파고, 3개의 주기의 조합인 81개의 파고비, 파향변위 자료가 데이터베이스화된다. 천해파랑 산출모델은 최근의 SWAN을 사용하였다. SWAN 모델은 천해 파랑의 대부분 과정이 포함 되어 있으며, 최근에는 회절 현상까지 포함되었다. 완경사 방정식 천해 파랑 모델과 비교하면 회절을 다루는 부분에서 제한점이 있는데 연안 침식 연구에 필요한 장기 연속 산출에 상대적으로 안정적인 장점이 있었다.

입사파가 주어지면 81개의 조합 중에서 파고, 파향 및 주기에 따라 가까운 8개의 파고비 데이터를 검색하여 내삽 혹은 외삽하여 파고비와 파향변위를 구하여 원하는 격자점에서 파고와 주기, 파향을 신속하게 구할 수 있다. 이를 이용하면 입사파고와 주기, 방향이 주어지면 천해의 정밀 세부 격자점에서의 파고, 방향을 즉시 계산하게 된다. 임의의 지역에 대해 각 지역마다 정밀 천해파 산출 모델에 의해 입사파의 방향, 파고, 주기의 조합별로 각 격자점에서 파고비를 구하여 데이터베이스화한 것을 이용하여 1979년부터 2007년 사이 29년간 전 해상에 대해 장기간 연속적으로 산출된 파랑 자료 데이터베이스에서 관심 연안지역에 해당되는 것을 검색하여 전 기간에 대해 매 1시간마다 간이 천해파랑 변환방법에 의해 변환하여 연속 29년간의 파랑 자료 시계열을 확보하고 이로부터 원하는 통계자료를 생산 제공하는 체계가 구축되었다. 필요에 따라 지형이 복잡한 지역에서는 두차례 nesting하여 간이 산출 방법을 반복하여 더욱 정확한 국지 파랑 정보를 얻을 수 있다.

일반적으로 파랑이 깊은 바다에서 얇은 바다로 진행 할 때 수심의 변화와 해저와의 작용 등으로 변형되는 것은 잘 알려져 있다. 군산과 같이 조차가 크고 조류가 강한 지

역에서는 조석 및 조류에 의해 크게 영향을 받는다. 천해 파랑의 변환은 각 격자점에서 수심 정보가 필요하고 또 입사파의 진행 방향, 파고, 주기 등이 주어져야한다. 조석과 조류 조온향을 고려하기 위해서는 산출하는 시각 조차가 크고 조류가조위 및 유속이 입력으로 필요하며 국지적 바람의 작용을 위해 해상풍 자료도 필요로 하다. 이를 모랑의고려하여 천해 변환을 하려면 차가순간필요하모든 자료를 입력으로 하여 천해 파랑 변환 모델을 적용하는 수밖에 없다.

제 4 절 지구 기후변화와 연안항만 방재 문제점과 향후 과제

4.1. 개요

연안 구조물 방재를 위한 핵심 자료로, 설계조건(설계과, 설계해면 등) 산출에서, 지구의 기후는 지질학적 시간에 비해 비교적 짧은 기간 동안에는 통계적 특성이 크게 달라지지 않는 정상 상태라는 가정 하에서, 장기간 파랑 및 폭풍해일을 추산하여 극치 통계치리에 의해 설계조건을 산출하고 있다. 최근에는 많은 전문가들이 지구 온난화로 태풍의 강도와 빈도가 커져 앞으로 태풍으로 인한 피해가 심각해지리라 경고하고 설계과, 설계 해면 추산에 지구 온난화의 영향을 고려해야 한다는 주장이 제기되고 있다. 그러나, 아직은 과학 기술이 지구 온난화에 따른 태풍의 강도 변화를 정량적으로 추정할 수 있는 수준까지 도달되지 못하여, 불확실한 예측에 따라 그 영향을 적용하여 연안 구조물을 설계하여 건설하는 경우에는 과대 설계에 의한 막대한 건설비의 낭비를 초래할 수 있고, 그 반대의 경우에는 많은 피해를 입게 될 가능성도 있어 기후 변화에 따른 연안항만 재해 저감 대책 수립에 어려움이 있다.

현재 전 세계 여러 곳에서 지구 온난화의 징조가 발견되고 있다. 극지의 빙하가 녹는 것은 그 대표적인 예라 할 수 있다. 우리나라에서도 여름철이 길어지고 생태계의 변화가 일어나는 등 지구 온난화의 영향이 나타나고 있다. 지구 기후변화에 대해서 최근에 와서는 인간의 활동이 지구 온난화에 큰 영향을 미친다는 증거가 많이 제시되고 있어, 2007년 2월 2일 파리에서 개최된 지구온난화 제4차 회의에서 유엔-정부 간 기후변화 위원회(IPCC)는 석유, 석탄 등 화석 연료 사용에 따른 지구 온난화가 해빙·폭염 등 자연재해를 초래할 것임을 경고하고, 기후변화에 국제사회가 신속히 대응할 것을 촉구하고 있다.

지구기후변화의 영향으로 물, 식량, 에너지 등 여러 분야에서 큰 문제가 예상된다. 해양과 연안 분야에서도 여러 문제가 예상되는데, 그 중에서 해수면의 상승과 태풍의 강도 변화에 따른 연안항만 재해 문제에 대해 살펴보고자 한다. 방파제 등 연안 시설물은 수명 동안에 내습할 최대의 파랑에 의해 파괴되지 않고 견디어낼 수 있도록 설계한다. 우리나라 남부 해안의 방재 시설물을 설계할 때에는 과거 우리나라에 영향을 준 태풍을 정밀 분석하여 설계과와 설계해면을 산출한 후 극치 통계에 의해 설계조건을 산출하고 있다.

전 세계적으로 관심의 대상이 되고 있는 지구 온난화에 따른 태풍의 강도 변화와 이에 따른 연안항만 구조물 방재 대책 수립에 대한 정책 방향 결정을 위해 이 문제에 대한 현황과 대책에 대해 살펴보고자 한다.

4.2. 지구 온난화에 따른 해수면의 변화

지구 온난화에 의한 여러 현상들 중에서, 항만 구조물의 안전에 영향을 주는 것은 해수면 상승과 태풍의 강도 변화에 따른 연안 구조물의 외력의 변화이다. 이중 해수면 상승에 대해서는 그 정도에 대해서는 조금씩 다르지만, 지구 온난화에 따른 기온 및 해수 온

도의 상승에 대해서는, 해수면이 상승한다는 사실에는 대부분의 전문가들이 동의하고 있다. 해수면 상승은 점진적으로 일어나기 때문에 이에 대한 적응도 점진적으로 필요하다. IPCC 제4차 보고서(2007)는 이대로 온실 효과 가스가 계속 증가한다면, 2100년도에는 약 18~59cm 해면이 상승한다고 보고하고 있다. 이는 제3차 보고서(2001)의 예측에 비해 상승폭을 좁히고 있다.

우리나라의 연안에서 해양조사원의 검조소에서 관측된 장기 해수면의 변화는 그림 5.23에서 보여 준다.

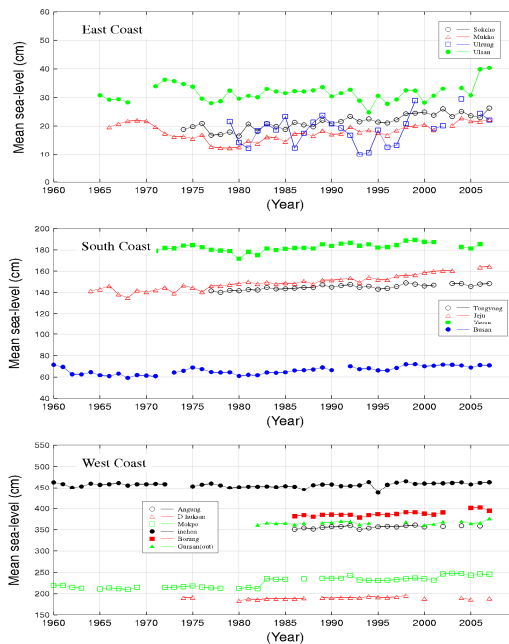


그림 5.23 해양조사원의 동해, 남해 서해안의 각 검조소에서의 해수면의 관측 자료에서 나타난 해수면 장기 변화

검조소에서의 해수면 관측 자료는 지구 온난화에 따른 해수면 변화와, 지각 변동에 의한 지반의 변동의 결과의 값으로, 이를 외삽하여 해수면의 변동을 추산하여 설계에 활용할 수 있겠다. 상대적 해수면 상승은 지역적인 편차가 심하여 세계 각 지역 마다 변화율이 달리 기록되고 있어서, 우리나라 항만에서의 상대적 해수면 상승은, 그동안 해양조사원 검조소에서 관측된 장기 해수면의 변화 추세와 기후 변화의 여러 시나리오에 따라 추산한 예측 값으로부터 종합하여 설정하는 것이 바람직하다고 본다. 해면 상승으로 인한 연안항만 구조물의 전면에 수심이 조금씩 깊어져 파랑의 작용도 조금씩 크지는 경향도 고려하여야 할 것이다.

4.3. 기후 변화와 태풍의 강도 변화에 대한 논란

MIT의 기상학자 Emanuel 박사가 1987년에 태풍의 지구 기후 변화의 영향에 대한 논문을 발표한 이후로, 지구 온난화에 따라 태풍의 빈도와 강도가 강화된다고 주장하는 논

문이 많이 발표되었다. 최근에는, 특히 2000년도 초기에 들어 세계 각지에서 열파, 호우, 홍수, 태풍 등의 이상 기상이 빈발하고 있다. 2003년 우리나라 남동 해안을 덮친 태풍 매미에 의한 피해, 2004년의 일본에 태풍이 평상시보다는 훨씬 많이 상륙하여 일본 항만국에서 운영하고 있는 과량 관측망(NOWPHA(能登一松岡)의 여러 관측소에서 최대과 관측 기록을 갱신한 사실, 그리고 미국 플로리다주에는 재기년도 100년 이상의 허리케인이 4개나 한해에 내습한 사례와, 그 다음해인 2005년에는 미국에서 강력한 허리케인이 발생해, 뉴올리언스시의 대부분이 침수하는 등, 큰 피해를 가져온 사건으로, 태풍의 강도가 강해져서 자연 재해가 크게 늘 것에 대한 우려가 많이 일어나고 있다. 특히 미국에서 허리케인 카트리나 내습으로 인한 대규모 피해 발생을, 언론에서는 지구 온난화의 영향으로 보도하는 경우가 많았고, 국내에서도 여러 언론에서 지구 온난화에 의한 태풍의 강도 변화로 수퍼 태풍의 내습 가능성에 대해 보도함에 따라 일반인의 관심을 끌게 되었다.

지구 온난화에 의한 기온이나 수온의 상승과 이에 따른 해수면 상승에 관해서는, 그 정도 차이에 대해서는 이견이 있지만, 상승 그 자체에 대해서는 일반적으로 받아들여지고 있는 반면에, 태풍의 강도가 지구 온난화에 따라 크게 세어질 것이라는 예상에는 많은 논란이 있어, 아직은 넓은 공감대를 형성하지 못하고 있다. 태풍의 발달에 직접적인 해수로부터 에너지 공급에 대해서만 본다면, 해수온도 상승과 태풍 강도 강화를 직접 연결시킬 수가 있겠지만, 지구 온난화에 따른 여러 다른 조건의 변화는 태풍의 증대를 억제시키는 작용을 할 수 있어 태풍의 강도가 그렇게 강해지지만은 않을 것이란 의견도 많다. 태풍의 관측, 분석에 근래에 와서 이용되는 위성, Radar, 항공기 등에 의한 관측 기술이 활용되기 이전의 태풍 관측 자료는 신뢰성이 적어 그 분석 결과가 문제일 수 있어 NOAA의 Landsea 박사는 여러 연구자가 태풍의 강도 변화에 이용한 데이터베이스는 신뢰성이 적어 재분석이 필요하다고 주장하고 있다. 기후 변화 분석에 이용되는 장기간의 관측 자료는, 주로 인간이 밀집해 있는 지역에서 이루어져 그 해석에 주의를 기울일 필요가 있다. 흥미있는 예로 그림 5.24에서 보는 바와 같이 미국의 같은 뉴욕주의 뉴욕시와, 알바니시에서 측정된 년평균 기온의 장기 변화는 그 변화 특성이 달라 대도시에서의 관측 자료는 도시화의 영향이 많이 포함되어 있음을 보여 준다.

과거 태풍 자료 분석도 해석자에 따라 기후 변화의 영향이 뚜렷이 있다고 주장하는 연구자도 있고, 아울러 과거의 태풍 자료 분석에서, 지구 온난화에 따른 일관된 변화 경향은 찾아내지 못하고, 관측 자료에서 보이는 태풍 강도의 변화는 태풍의 장주기 변화에 따른 것이라고 설명하는 연구자들도 있다. 후자와 같은 의견을 가진 필자는 2005년에 해양수산부의 “해일 피해 방지 대책” 기획”사업을 수행하면서 태풍에 의한 연안항만 방재 관련 연구사업을 만들려면 최근에 온 큰 태풍들이 지구 온난화의 영향이고, 향후 더 큰 태풍이 올 것이라는 주장이 팽배한 기간내에 서두러지 않으면, 조금 지나 큰 태풍이 오지 않게 되면 태풍 재해에 대한 관심이 줄어 태풍 재해 관련 연구사업을 일으키는 것이 어려울 것이라고 말해 왔었다. 최근에는 그렇게 큰 태풍이 내습하지 않아 이를 뒷받침하는 것 같아 보이지만, 가까운 장래에 어떻게 달라질지 모르는 일이다.

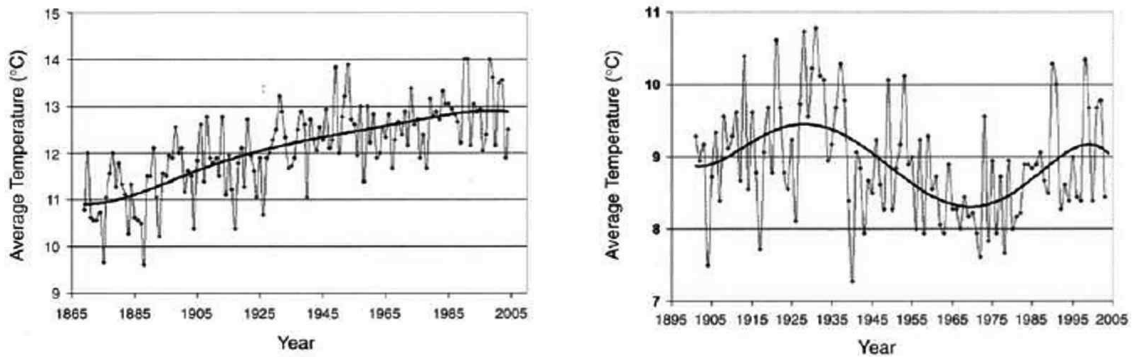


그림 5.24 미국 뉴욕(좌) 알바니(우)에서 측정된 평균 기온의 장기 변화의 예

4.4. 지구 온난화에 따른 연안 재해 방지 정책

지구 온난화가 태풍에게 주는 영향에 대해서, 지구 온난화에 관한 평가서를 발표하고 있는 「기후 변동에 관한 정부 간 위원회」(IPCC ; Intergovernmental Panel on Climate Change)는 2007년에 발표된 기후 변동에 관한 제4차 평가보고서에서, 1970년경부터 해수온도의 상승에 수반해, 강한 열대 저기압이 증가하는 경향을 시사하고 있다. 아직 태풍의 강도 변화에 지구 기후 변화의 영향이 크게 나타나지 않았다고 보는 관점을 가진 사람들도 지구 온난화가 진행된다면, 그 영향이 보여 올 가능성이 있다는데 동의할 것이다. 태풍의 영향을 받기 쉬운 우리나라에 있어서는 장래의 태풍의 강도가 증대해, 최대풍속이나 강수의 강도는 증가할 가능성이 높다는 평가에 귀를 기울여 연안항만 재해 저감 정책에 어떻게 반영할 것인지를 검토하는 것이 요구된다.

다른 기상 현상과 비교하면, 열대 저기압은 좁은 영역에서 매우 격렬한 풍우 등을 가져 오는 현상으로, 지구 온난화에 수반하는 열대 저기압 활동의 변화를 수치 모델에 의해 상세하게 추정하는 것은 현재의 기술 수준으로는 충분하지 않다. 현재 생태로는 지구 온난화에 따른 태풍의 강도 증가를 정량적으로 추정하는 것은 어렵다. 최근에 Emanuel 교수팀은 여러 수치 모델에 의한 기후 변화에 따른 태풍 강도 변화에 대한 수치 실험에서 그 결과는 각 모델 마다, 각 지역 마다 다른 경향을 보여 일반적으로 결론지을 수 없다고 보고하고 있다. 지구 온난화에 따라 태풍의 발생수나 강도뿐만 아니라 진로도 달라질 수 있기 때문에 불확실성은 더욱 커진다. 기후의 온난화에 따라 태풍의 발생과 진로가 달라져서, 현재는 크게 영향 받지 않은 지역에서도 앞으로는 큰 피해를 입을 수 있을 가능성도 있을 수 있겠다.

연안 방재 시설물의 설계 및 장기 방재 대책 수립의 기본 자료로는 재기년도별로 예상되는 바람, 파랑, 해일의 극값의 정확한 추산이다. 한국해양연구소에서는 기본 사업으로 “파랑 관측 및 산출” 사업을 수행하면서, 2005년에 전 해상 심해 설계파를 산출, 발표하여 현재 연안 시설물의 설계 및 방재 대책에 활용되고 있다. 구조물의 파괴 시에 인명피해가 거의 없고, 비교적 쉽게 복구가 가능한 항만 시설의 설계를 위해서, 불확실한 지구 기후변화의 영향을 고려하지 않은 채 아직 전통적인 방법으로 파랑의 극치 통계에 의해 설계조건을 설정했었다.

그러나, 지구 기후 변화가 진행되고 있다는 데는 공감대를 형성하고 있고, 그 징조가 여기저기 나타나기 때문에, 앞으로는 이를 무시할 수는 없다고 보며, 앞으로 지구 기후 변

화 영향으로 자연재해가 크질 것이라는 전망에 대비하여 인명과 관계되는 구조물의 설계 시에는 지구 온난화의 영향을 고려하여 대비하는 것이 요구된다. 그러나 현재로는 기후 변화에 따른 태풍 강도의 증대에 대한 불확실성이 너무 많아 일반 연안구조물의 설계 시에는 지구 기후변화의 영향을 고려하는 데는 기술적으로 어렵다고 판단된다. 불확실한 정보를 토대로 설계과를 크게 높여 이에 대한 대책을 마련하기 위해서는 막대한 국가 예산이 요구되는 등 혼란이 초래될 수 있어 이에 대한 철저한 검토가 요구된다.

현대과학이 크게 발전하여, 지구환경 문제에 의한 기후 변화에 따른 태풍의 강도, 발생 빈도, 진로의 변화를 정량적으로 예측하는 것은 가까운 장래에 기대하기는 어려울 것 같다. 인명 피해가 별로 없고 일반적으로 완전한 파괴보다는 부분적인 피해로 복구가 가능한 방파제 같은 구조물을 모두, 전혀 피해가 없게 하려고 한다면 그 비용이 엄청나게 늘어나 매우 비경제적이어서 엄청난 국가 예산을 크게 낭비할 수도 있을 것이다.

앞으로, 지속적으로 기상 및 해양을 철저히 모니터링하고 지구 기후 변화에 대한 경향과 효과에 대한 지식을 축적하여, 과학적 근거를 바탕으로 하여 지구 온난화의 영향을 고려하는 방법을 도출하는데 노력하여야 할 것이다. 더욱 정확한 장기간의 연속파랑 산출에 의한 각종 파랑 통계 제원의 확보와 상세 설계과 정보는, 항만 건설, 연안 개발에 따른 퇴적물의 이동에 의한 항만 매몰, 침식, 해안선 변형 등 여러 연안 문제의 근본적인 접근이 가능하게 되어, 그 파급 효과는 아주 크다고 말할 수 있겠다. 한국해양연구원에서는 더욱 정확한 태풍 분석을 통하여 태풍의 강도 변화 특성을 분석하고, 태풍에 의한 해상풍 산출의 개선, 광역 파랑 모델의 개선, 검증 및 여러 현장 실험 등을 통한 천해 파랑 산출의 신뢰성을 높이기 위한 노력을 지속적으로 진행하고 있으며, 이에 필요한 각종 데이터베이스를 개선하고 있다. 그동안의 준비해온 기술을 바탕으로 내년부터는 장기 파랑 산출을 다시 실시하여, 설계과의 재산출 및 연안 침식, 해안 매몰, 연안 방재 등에 필요한 기본 파랑 정보 시스템을 개선할 계획이다. 이 장기 파랑 산출 개선 작업을 통하여서, 우리나라 전 지역에서의 연안 및 해양 구조물의 설계시 필요한 핵심 정보를 제공할 수 있고, 또 이 과정에서 지구 기후 온난화 영향에 대해 더욱 심도 있는 평가가 이루어 질 수 있을 것으로 예상된다.

4.5. 결론 및 제언

지구 기후변화에 의한 평균 해수면의 상승에 대해서는 많은 전문가들이 동의하고 있으며 태풍의 강도, 빈도의 강화에 대해서는 아직 많은 논란이 있지만, 앞으로 지구 온난화가 더 진행되면 그 영향이 나타날 것이라는 데는 의심의 여지가 없다. 지구 기후 변화에 따른 태풍의 강도, 빈도, 진로 등의 변화에 따른 연안 구조물 설계 조건이 달라지는 것을 정확히 추정하는 것은 아직은 기술적인 어려움이 많아서, 그 오차가 크기 때문에 지금 당장 불확실한 정보에 근거하여 지구 온난화의 영향을 고려한 연안 구조물의 설계 조건 추정을 바탕으로 연안항만 구조물 재해 방지에 적용하는 것은, 많은 예산을 낭비할 여지가 많기 때문에 좀 더 기본적인 관측 시스템을 보강하여 파랑 장기 산출을 지속적으로 보완하고 국제적인 발전 추이를 잘 지켜보며 향후 지구 온난화 영향 가능성에 유동적으로 대응하는 것이 바람직하다고 본다.

우리나라가, 국제기구에서 추진하는 전 지구 관측 프로그램에 적극 참여하며, 우리나라

주변 해양에 대한 장기간의 신뢰성 있는 관측 자료의 축적이 요구되며, 파랑 관측 시스템을 강화하여 장기적인 파랑 관측 자료의 축적과 더불어 최근에 크게 발달한 전산 능력과 수치 모델링 기술을 적용하여 더욱 정확한 장기 파랑 산출로 연안 구조물 설계 기준을 보완하는 것이 요구되며, 이를 통해 우리 연근해에서 파랑 특성의 장기적인 변화 추세도 더욱 정확히 파악하는 것이 요구된다. 기후 변화에 따른 태풍의 강도 변화와 이에 따른 파랑, 해일에 의한 설계 조건을 정확하게 산출하는 연구는 단기간에 적용 가능한 결과를 내는 것을 기대하기는 어렵지만, 외국에서의 이 분야의 연구를 지속적으로 지켜보고, 그 결과를 우리가 우리나라 지역에 대해서 제대로 해석하고 활용할 수 있는 최소 수준은 지켜 나가고, 향후 독자적인 연구가 이루어질 수 있도록, 단계적으로 우리의 연구 능력을 보강하고, 외국 특히 일본, 중국 등 인접 국가와의 협력을 강화하는 것이 요구된다.

향후 지구 온난화가 더 진행되어 태풍의 강도 변화가 크게 일어날 가능성에 대비하여, 필요하면, 지구 기후 변화를 고려한 설계 기준을 바로 적용하기 위한 준비 태세를 갖추기 위해, 태풍의 강도 변화에 따른 설계파, 설계 해면 추산을 위한 노력이 지속적으로 요구되며, 현재로는 투자와 효용 관점에서, 불확실한 정보를 바탕으로한 지구 기후 변화를 대비한 막대한 투자를 하지는 않더라도, 향후 태풍 강도 변화에 따른 설계기준 추산의 정확성이 크게 증대되어, 필요한 경우, 향후에 쉽게 보강할 수 있는 연안 구조물 설치 공법의 개발 및 적용을 위한 연구 개발을 병행하여, 지구 기후 변화에 대한 연안항만 구조물 재해 저감을 위한 유동적으로 대처해 나가는 것이 경제적이라고 생각된다.

제 6 장 결론 및 제언

1970년대 부터 건설부에서 시작하여 해운항만청, 해양수산부로 이어져 수행해 오다가 2004년부터 해양연구원의 기본사업으로 이관된 해상파랑관측 조사사업은 원래의 주요 목적인 연안 항만개발, 활용을 지원하기 위한 기반 파랑 관측 및 산출 자료를 확보하는 것과 연구원의 기본 사업으로 기초 연구를 수행하는 두 가지 목적을 모두 수행하는 방향으로 추진되어 왔다. 현장 파랑관측 시스템의 유지 운영과 여기에서 생산되는 파랑 자료와 파랑 수치모델을 활용하여 관측소가 없는 장소에서의 파랑 자료를 산출할 수 있는 체계를 수립하고, 또 과거의 기상자료를 사용하여 항만개발계획, 설계, 시공 및 항만 관리뿐만 아니라 자연재해 방지, 연안역 개발, 해양자원의 개발 및 관리, 해양환경보전, 각종 해양산업 활동의 지원 등 해양 관련 국가적 과제의 해결을 위한 파랑 기초 자료를 생산하여 제공하는 시스템을 구축에 중점을 두었다.

그 동안 부이식 파랑 관측 장비를 이용한 파랑 관측 시스템에서 지역 대표성의 부족 및 태풍 등 이상 파고 발생시 많은 결측 등의 문제점을 제한된 예산으로 해결하기 위해 평상시의 파랑 관측은 자체 기록식 수압식 파고계로서 연속 관측하고 태풍 통과시에는 Directional Wave-rider, ADCP 등 추가 정밀 파랑 관측 장치를 보완하여 집중 정밀 관측을 수행하고 또 집중 현장 실험을 통하여 경제적으로 연안 공학 지원에 중요한 파랑 자료를 확보하였다. 결측이 크게 줄게된 정상 관측 자료는 풍파 뿐만 아니라 각종 장파가 잘 관측되어 아직 잘 이해되지 않고 있는 각종 장파의 연구에도 많이 활용될 것으로 본다.

만리포 현장 실험에서 쇄파대에서 많은 현장 실험 자료를 확보했는데 그 해석과 활용을 위하여 쇄파대에서 파랑에 의한 파랑류를 잘 재현하는 수치 모델의 수립과 적용 그리고 쇄파에 의한 와동을 잘 구현하는 CFD 모델들과 복합하여 지속적으로 연구하여 쇄파대의 파랑 및 연안류, 이안류 등 연안 순환과 해안 침식 및 지형변화 예측기술 등 기반 기술 확보 및 개선에 지속적인 연구가 필요하다. 광역 파랑 예측 시스템과 이로부터 각 지역의 정밀 천해 파랑 변환 체제가 갖추어 졌는데 이를 활용하여 사회적 이슈가 되고 있는 동해안의 방파제에서의 너울성 파랑에 의한 도파, 해운대 해수욕장에서의 이안류의 예측 지원 체계의 수립 운영이 필요하며 아울러 크게 문제화 되고 있는 해안 침식 피해 저감에 유용하게 활용되게 하기 위한 지속적 노력이 요구된다.

운영이 상대적으로 간편하고 파향 관측에 장점이 있는 레이더식 파고계는 아직 2차원 파랑 스펙트럼을 관측하는데 정확성이 충분히 검증되지 않아 실용화 단계에 까지 도달하지 못했는데 파향 분석에 장점을 활용하여 장파까지 관측할 수 있지만 파향 관측이 안되는 수압식 파고 조위계와 병합하여 상호 보완하는 방향으로 적용하는 것을 검토해 볼 수 있겠다. 연안 파랑 관측에 효과적인 수압식 파고계의 약점인 이상파고시에 비선형 영향으로 표면파 분석의 오차에 대해서는 그동안 태풍 통과시 현장 실험시에 부이식 파고계와 동시 관측한 여러 실험 자료를 이용하여 더욱 정확한 분석 방법을 개발, 적용하는

것이 필요하며 수중 압초에서 관측 자료 분석에 대해서는 CFD 모델을 이용하여 수치 실험과 동시에 실험실 실험을 통한 검정이 요구된다.

지난 2005년도에는 1979년부터 2003년까지 과거 25년간 연속 장기파랑 산출을 하여 데이터 베이스화하여 사용자가 활용할 수 있게 하였는데 이때는 3세대 모델을 이용하여 시뮬레이션하는데 시간이 너무 많이 걸려 이상과고시만 3세대 모델을 적용하고 평상과는 2세대 모델인 HYPА 모델을 적용하였고 격자의 크기도 약 18 km였다. 전 기간 동안에 모두 3세대 파랑 모델을 적용하여 후측하기 위해 계산 속도가 빠른 3세대 파랑 모델로 WAM 4.5를 도입하여 테스트하고 이를 적용하여 격자를 반으로 줄여 약 9 km로 하여 2004년에서 2008년사이 5년간에 걸쳐 연속적으로 모두 3세대 모델로 파랑을 산출하여 데이터베이스화 하였다. 연안공사 등 해양 활동의 작업일수 추정, 기존 시설물의 안전성 검토와 대책, 연안시설물의 설계파 산출, 그리고 항만매몰, 연안침식, 해안선 변화 등의 해결을 위해서 필요한 장기 파랑통계자료를 얻기 위해 1979년부터 전기간에 대해 모두 3세대 파랑 모델로 후측한 파랑 데이터 베이스의 확보가 요구된다.

파랑 산출 시스템에 의해 간접적으로 산출되는 파랑 자료의 신뢰도를 높이기 위해 파랑 모델의 개발과 산출 시스템의 개선에 끊임없는 노력이 요구된다. 태풍과 같은 복잡한 풍계와 파랑장에 대한 파랑 산출의 신뢰도를 더 높이기 위해서는 현재 사용되고 있는 3세대 파랑 모델의 제한점을 극복하기 위해 파랑-파랑 상호 작용을 더욱 정확히 고려하는 차세대 파랑 모델의 개발이 국제 공동으로 추진되는것도 필요하다고 본다. 우리나라 주변해역의 파랑 산출 시스템을 더욱 성공적으로 구축하기 위해서는 동북아 지역 해양(동해, 황해, 동지나해)의 전해상에서 얻어지는 파랑 자료를 비롯하여 해양 및 기상 자료가 즉시 입수되어 활용하는 것이 요구된다. 한반도 주변 전 해역의 해양 정보가 이용될 수 있기 위해서는 한국, 중국, 일본의 협력의 활성화가 요구된다. 천해 설계파 산출은 그 파급효과가 크기 때문에 신뢰성 확보 위한 지속적인 노력이 필요하다. 설계파 산출에서 지구 기후 변화를 아직 고려하고 있지 않는데 이 분야에 지속적인 연구를 통해 가까운 장래에 부분적으로도 고려할 수 있게 노력하는 것이 요구된다.

미국 해양기상청은 파랑 예보 지원이 중요 목적이며 미국 육군 공병단은 연안 공학적 활용이 중요 목적으로 독립적으로 운영해 온 파랑관측 시스템을 통합 발전 시키는 계획을 마련하였는데 우리나라도 예보를 목적으로 하는 기상청의 파랑 관측 시스템과 연안 항만 공학 지원을 목적으로 하는 한국해양연구원의 파랑 관측 시스템을 통합하여 발전시키는 방향을 모색하는 것이 필요하다고 사료된다.

참고 문헌

- 기상연구소, 2009. "기후 변화 이해하기: IPCC 4차 평가 보고서 실무그룹 I, II, III 기술 요약 보고서", 발간 등록 번호: 11-1360395-000076-01
- 국토해양부 (2008) 연안침식방지 기술개발연구 제3차년도 보고서. 한국해양연구원 외, 489 p
- 김태림 (2003) 원격 무인 자동 영상 관측 시스템을 활용한 해안선 변화 관측 및 분석. 대한원격탐사학회지 19(2):99-106
- 김태림 (2006) 카메라 관측 시스템을 이용한 조간대 3차원 지형 관측. 한국해양해양공학회 논문집 18(1):63-68
- 정원무, 오상호, 이동영 (2007) 동해안에서의 이상 고파. 한국해양해양공학회 논문집 19(4):295-302
- 한국해양연구원, 2005. 전해역 심해 설계파 추정 보고서 II. BSPE95100-1767-2
- 해운항만청 (1986) 파랑 관측 시스템 개선 방안 연구 보고서. BSPI00058-129-2
- Aarninkhof SGJ, Ruessink BG (2004) Video observations and model predictions of depth-induced wave dissipation. IEEE Trans on Geoscience and Remote Sensing 42(11):2612-2622
- Aarninkhof SGJ, Ruessink BG, Roelvink J (2005) Nearshore subtidal bathymetry from time-exposure video images. J Geophys Res 110:C06011. doi: 10.1029/2004JC002791
- Alexander, PS, Holman, RA (2004) Quantification of nearshore morphology based on video imaging. Mar. Geol. 208:101-111
- Alpers, W. and K. Hasselmann. 1982. Spectral signal to clutter and thermal noise properties of ocean wave image synthetic aperture radars. International Journal of Remote Sensing, 3, 423-446
- Bahk KS, Lee DY, Kang SW (1989) Development of an efficient data logger and its application to coastal field data measurement. Ocean Res 11(1): 65-67
- Benetazzo, A (2006) Measurements of short water waves using stereo matched image sequences. Coast. Eng. 53:1013-1032
- Booij, N., Ris, R.C. and Holthuijsen, L.H. "A third-generation wave model for coastal regions: 1. model description and validation" J. of Geoph. Research, vol. 104, pp. 7649-7666, April 1999.

- Borge, N.J.C., K. Reichert, J. Dittmer and W. Rosenthal. 1998. WaMoS II: a wave and current monitoring system, Presented at the COST 714 conference, Paris.
- Borge, N.J.C., K. Reichert and J. Dittmer. 1999. Use of nautical radar as a wave monitoring instrument, *Coastal Engineering*, 37, 331-342.
- Borge, N.J.C. and C.G. Soares. 2000. Analysis of directional wave fields using X-band navigation radar, *Coastal Engineering*, 40, 375-391.
- Canny, J (1986) A computational approach to edge detection. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence* PAMI-8(6):679-698
- Chickadel, CC, Holman, RA, and Freilich, MF (2003) An optical technique for the measurement of longshore currents. *J. Geophys. Res.* 108(C11):3364, doi:10.1029/2003JC001774
- Dean, R.G. and R.A. Dalrymple. 1992. *Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists*, World Scientific, Singapore, 353pp.
- Dugan JP, Piotrowski CC, Williams JZ (2001) Water depth and surface current retrievals from airborne optical measurements of surface gravity wave dispersion. *J. Geophys. Res.* 106(C8):16903-16915
- Emanuel, K., 2005, Increasing Destructiveness of Tropical Cyclones over the Past 30 Years, *Nature*, vol. 436, no. 4, pp. 686-688.
- Fritz HM, Borrero JC, Synolakis CE, Yoo J (2006) 2004 Indian Ocean tsunami flow velocity measurements from survivor videos. *Geophys. Res. Lett.* 33:L24605. doi:10.1029/2006GL026784
- Gunther, H., Hasslmann, S., and Janssen, P.A.E, 1992: Report NO.4, The WAM Model Cycle 4, Edited by Modellberatungsgruppe, Hamburg.
- Gurgel, K.-W., G. Antonischki, H.-H. Essen and T. Schlick. 1999. Wellen Radar (WERA): A new ground-wave HF radar for ocean remote sensing, *Coastal Engineering*, 37, 219-234.
- Holland, KT, Holman, RA, and Lippmann, TC (1997) Practical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies. *IEEE J. Oceanic Eng.* 22(1):81-92
- Holland, KT, Holman, RA, Sallenger, AH (1991) Estimation of overwash bore velocities using video techniques. In: *Proc. of Coastal Sediments' 91*, pp

489-497

- Holman, RA (1981) Infragravity Energy in the Surf Zone. *J. Geophys. Res.* 86(C7):6442-6450
- Irish JL, Lillycrop WJ (1999) Scanning laser mapping of the coastal zone: The SHOALS system. *ISPRS J Photogramm Remote Sens* 54:123-129
- Krogstad, H.E., J. Wolf, S.P. Thompson and L.R. Wyatt. 1999. Methods for intercomparison of wave measurements, *Coastal Engineering*, 37, 235-257.
- Landsea, C. W., N. Nicholls, W. M. Gray, and L. A. Avila, 1996, Downward Trends in the Frequency of Intense Atlantic Hurricanes during the Past Five Decades, *Geophysical Research Letters*, 23, 1697-1700.
- Lee DY, Wang H (1984) Measurement of surface waves from subsurface gage. In: *Proc. of the 19th International Conference on Coastal Engineering*, pp 271-286
- Lee, D.Y. et al., (1996), "Development of Shallow Water Wave Prediction System" Korea Maritime and Port Administration.
- Lippmann TC, Holman RA (1989) Quantification of sand bar morphology: a video technique based on wave dissipation. *J Geophys Res* 94:995-1011
- Lippmann TC, Holman RA (1991) Phase speed and angle of breaking waves measured with video techniques. In: *Proceedings of Coastal Sediments '91*, pp 542-556
- Park, KS, Lee, DY, Kang, SW (1989) Development of an efficient data logger and its application to coastal field data measurement. *Ocean Res.* 11(1): 65-67
- Piotrowski CC, Dugan JP (2002) Accuracy of bathymetry and current retrievals from airborne optical time series of imaging of shoaling waves. *IEEE Trans Geosci Remote Sens* 165:27-39
- Plant, NG, Holman, RA (1997) Intertidal beach profile estimation using video images. *Marine Geology* 140(1-2): 1-24
- Ris, R.C., Booji, N., Holthuijsen, L.H., Padilla-Hernandez, R. (1997) SWAN Cycle 2 User manual - Simulation of Waves in the Nearshore zone. Delft University of Technology, The Netherlands, 1997
- Sharma JN (1981) Second order directional seas and associated wave forces. *Soc*

- Petrol Eng J 21: 129-140
- Solomon S., Qin D., Manning M., Marquis M., Averyt K., Tignor M.M.B., Miller H.L. and Chen Z.(2007): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge Univ. Press.
- Stockdon HF, Holman RA (2000) Estimation of wave phase speed and nearshore bathymetry from video imagery. *J Geophys Res* 105:22015-22033
- Thornton, E.B., and R.T. Guza. 1983. Transformation of wave height distribution, *J. Geophysical Res.*, 88(C10), 5925-5938.
- Valenzuela, G.R. 1978. Theories for the interaction of electromagnetic and ocean waves: A review, *Boundary Layer Meteorology*, 13, 61-85.
- Van Enckevort IMJ, Ruessink BG (2001) Effects of hydrodynamics and bathymetry on video estimates of nearshore sandbar position. *Journal of Geophysical Research* 106:16969-16979
- WAMDI Group, "The WAM model - A Third Generation Ocean Wave Prediction Model", *J. of Physical Oceanography*, Vol. 18, pp. 1775-1810, 1988
- Weigel, RL, Fuchs, RA (1953) Wave velocity method of depth determination for non-uniform short-crested wave systems by aerial photography. Univ. of Calif., Berkeley, Rep. 74-9.
- Williams, WW (1946) The determination of gradients of enemy-held beaches. *Geogr. J.* 107(July):76-93
- Wolf, J. and P.S. Bell. 2001. Waves at Holderness from X-band radar, *Coastal Engineering*, 43, 247-263.
- Wyatt, L.R., S.P. Thompson and R.R. Burton. 1999. Evaluation of high frequency radar wave measurement, *Coastal Engineering*, 37, 259-282.
- Wyatt, L.R., J.J. Green, K.-W., Gurgel, J.C. Nieto Borge, K. Reichert, K. Hessner, H. Gunther, W. Rosenthal, O. Saetra and M. Reistad. 2003. Validation and intercomparisons of wave measurements and models
- Yoo, J, Lee, DY, Ha, TM, Cho, YS (2008) Video analysis of coastal waves with application to the analysis of Boryeong abnormal waves, In: *Workshop on Observation, Analysis and Predictions of Extreme Waves in the North East*

Asia Region, KAL Hotel, Jeju, 18-20 Dec. 2008.

Young, I.R., W. Rosenthal and F. Ziemer. 1985. A three-dimensional analysis of marine radar images for the determination of ocean wave directionality and surface currents. *Journal of Geophysical Research*, 90(C1), 1049-1059.